

Jahrbuch
der
Preuss. Geolog.
Landesanstalt

58

1937

Do
1588

D.o 1588, N.
4.°

83 Taf.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15000

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr 1937

Band 58

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

A. Wissenschaftlicher Teil

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI
Dział B Nr. 96.
Dnia 18. X. 1946.

B E R L I N

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1938

7

BIBLIOTEKA GDAŃSKA
PAN
BIBLIOTEKA GŁÓWNA

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

1940-122

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Inhalt

A. Wissenschaftlicher Teil

I. Aufsätze

Seite

Ahrens, Wilhelm: Zur Entstehung des Laacher Sees . . . . . 273—275

Berg, G.: Kugelgranite im Riesengebirge. (Mit Taf. 55—57 u. 4 Abb) . . . 677—690

Cramer, Peter: Die Störungszone im Osten der Rhön. (Mit Taf. 59 u 60 u. 14 Abb.) . . . . . 746—777

Dammer, Bruno: Das Subglazial- und Toteisgebiet der Gegend von Griesel in der südlichen Neumark. (Mit Taf. 38—43) . . . . . 401—425

Elberskirch, Wilhelm: Zur Tektonik der Trias der Eifelsenke. (Mit Taf. 5 u. 6 u. 21 Abb) . . . . . 37— 81

Gothan, W.: Über eine Buntsandsteinflorula von Üdingen bei Düren (Rheinland). (Mit Taf. 31 u. 1 Abb.) . . . . . 352—360

Gothan, W. u. Zimmermann, F.: Paläobotanische Mitteilungen aus dem Niederschlesischen Karbon. (Mit Taf. 36 u. 37) . . . . . 393 - 400

Haller, H. u. Mestwerdt, A.: Die Chlorcalcium-Quelle von Stecklenberg am Harz. (Mit 2 Abb.) . . . . . 478—484

Hesemann, Julius: Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. II. Der Züllichauer Bogen. (Mit Taf. 46) . . . . . 455—471

v. Hoyningen gen. Huene, P. F. Frhr.: Langelau und Königslau in der Senne. Bodenkundliche und pollenanalytische Untersuchungen germanis her Stätten. (Mit Taf. 9—15 u. 12 Abb.) . . . . . 135—185

Keller, Gerhard: Geohydrologische Untersuchungen im Ruhrtal bei Kettwig (Mit 13 Abb.) . . . . . 186—206

Kraus, Ernst: Kambrium und Silur in der Tiefbohrung von Dünaburg (Daugavpils). (Mit Taf. 8 u. 2 Abb.) . . . . . 105—134

Kraßke, Georg u. Ahrens, Wilhelm: Die Diatomeenflora der Kieselgur aus dem Phonolithtuff vom Nordost-Abhang des Hochsimmer bei Mayen (Eifel) . . . . . 472—477

Krzywicki, Erwin: Die saxonische Tektonik im südwestlichen Randgebiet des mittleren Thüringer Waldes. (Mit Taf. 61—63 u. 44 Abb.) . . . . . 778—838

Kutscher, Fritz: Eine magnetische Anomalie zwischen Soest und Paderborn. (Mit 1 Abb.) . . . . . 691—696

Kutscher, Fritz: Eine Taunusquarzitfauna bei Hoxel (Bl Morscheid, Hunsrück) (Mit 2 Abb.) . . . . . 622—630

Inhalt

Seite

Mempel, Gerhard: Die marsische Phase der bretonischen Faltung in der Attendorn-Elsper-Mulde. (Mit Taf. 48—50 u. 5 Abb.) . . . . . 566—585

Model, R. u. Model, E.: Die Lamberti-Schichten von Trockau in Oberfranken nebst einem Anhang: *Castor-Pollux*-Zone und *Obductus*-Lager. (Mit Taf. 51—53 u. 1 Abb.) . . . . . 631—665

Paeckelmann, Werner: Faziesstudien im Devon und Unterkarbon der Attendorn-Elsper-Doppelmulde des Sauerlandes. (Mit Taf. 7) . . . . . 82—104

Paeckelmann, Werner u. Richter, Gerhard: Bretonische Faltung und Visé-Transgression im Gebiet von Warstein in Westfalen. (Mit Taf. 20 u. 4 Abb) . . . . . 256—272

Paul, Henry: Unterkarbonische Kalkalgen und Calcisphaeren Deutschlands. (Mit Taf. 21) . . . . . 276—281

Potonié, Robert: Die Nomenklatur der Unterwasserablagerungen unter besonderer Berücksichtigung derjenigen vorwiegend organischer Natur 426—438

Potonié, Robert u. Benade, Wilhelm: Über die Heilschlamm- (Gyttja-) Lagerstätte des Schollener Sees bei Rathenow. (Mit Taf. 32—35 u. 4 Abb.) 361—392

Pratje, Otto u. Richter, Wolfgang: Stratigraphie und Schwermineralanalyse der beiden Geschiebemergel und des Dirschkeimer Sandes an der Westküste des Samlandes. (Mit Taf. 54 u. 1 Abb.) . . . . . 666—676

Riedel, Leonhard: Die Salzbergmergel und ihre Äquivalente in Westfalen. (Mit Taf. 16 u. 2 Abb.) . . . . . 207—229

Schenk, Erwin: Die Tektonik der mitteldevonischen Kalkmuldenzone in der Eifel. (Mit Taf. 1—4 u. 15 Abb.) . . . . . 1— 36

Schindewolf, Otto H.: Zwei neue, bemerkenswerte Goniatiten-Gattungen des rheinischen Oberdevons. (Mit Taf. 19 u. 7 Abb.) . . . . . 242—255

Schindewolf, Otto H.: Zur Kenntnis der Gattung *Zaphrentis* (Anthoz., Tetracorall.) und der sogenannten Zaphrentiden des Karbons. (Mit Taf. 44 u. 45) 439—454

Schoene, Hans-Joachim: Über geomechanische Eigenschaften einiger norddeutscher Sedimentgesteine. (Mit 5 Abb.) . . . . . 586—621

Schott, Wolfgang: Stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen über den Unteren Weißen Jura in der weiteren Umgebung von Braunschweig. (Mit Taf. 58 u. 5 Abb.) . . . . . 697—729

Staesche, K.: Die Gliederung des nordwestdeutschen Tertiärs auf Grund von Mikrofossilien . . . . . 730—745

Steidinger, K.: Das Moor am Hang der Großen Heide im Waldenburger Berglande. (Mit Taf. 47 u. 4 Abb.) . . . . . 547— 565

Strauß, Klara: Zur Petrogenese des süddeutschen Wellenkalks. (Mit 37 Abb.) 485—546

Thiergart, Friedrich: Die Pollenflora der Niederlausitzer Braunkohle, besonders im Profil der Grube Marga bei Senftenberg. (Mit Taf. 22—30) 282—351

Wolburg, Johannes: Bau und Biologie von *Ammonicrinus doliiformis* n. sp. (Mit Taf. 17 u. 18 u. 5 Abb.) . . . . . 230—241

Inhalt

II. Sitzungsberichte

Seite

1. **Behr, Johannes:** Wasserwirtschaftliche Generalplanung und die Deutsche Wasserwerkstatistik . . . . . 863—864
2. **Berg, Georg:** Vorzeigen und Erläuterung von Kugelgraniten aus dem Riesengebirge 865
3. **Closs, Hans:** Über Gravimetermessungen der geophysikalischen Reichsaufnahme im Oberrheintal und ihre regionale Auswertung 869
4. **Fischer, Georg:** Geologischer Bau und Bodenschätze des Bayerischen Waldes . . . . . 855—857
5. **Fulda, Ernst:** Erschließung von Kupferschieferlagerstätten in Mitteldeutschland 841
6. **von Gaertner, Hans-Rudolf:** Die Migmatitbildung und ihre Bedeutung für die Geologie . . . . . 845—846
7. **von Gaertner, Hans-Rudolf:** Die Typen der Eisenerze im Oberpfälzer Walde . . . . . 851—852
8. **Graupner, Armin:** Der Naumburger Graben in Hessen 847
9. **Haller, Wolfgang:** Tektonische und stratigraphische Bemerkungen zum Kahlberg bei Echte 873
10. **Karrenberg, Herbert:** Basalteisenstein im Tertiärbecken von Mitterteich 853
11. **Klingner, Fritz-Erdmann:** Die Kupferletten der Korbacher Bucht (Waldeck) 861—862
12. **Körnke, Bernhard:** Ältere Oberflächenformen und letztglazialer Eisabbau in Ostpreußen . . . . . 875—876
13. **Meisner, Max:** Kolonialforderung und Vierjahrespläne, bergwirtschaftlich gesehen 867
14. **Mempel, Gerhard:** Das Auftreten von Blei-Zink-Erzen im Ruhrkarbon 843
15. **Quitzow, Hans-Wilhelm:** Bericht über die geologische Aufnahme auf Blatt Kolbnitz 859
16. **Riedel, Leonhard:** Über tektonische Phasen der Oberkreide Hannovers 849—850
17. **Udluft, Hans:** Der Stand der Staublungenforschung und unsere Mitarbeit 871—872

III. Register

a) Sachregister . . . . . 879—897
b) Ortsregister . . . . . 898—910
c) Fossilregister . . . . . 911—927

A. Wissenschaftlicher Teil

I. Aufsätze

POLITECHNIKA ... GEOLOGICZNA

Die Tektonik der mitteldevonischen Kalkmuldenzone in der Eifel

Von Erwin Schenk, Berlin

Hierzu Tafel 1—4 und 15 Abbildungen

Inhalt

Seite

Einleitung 2
I. Das Problem 2
II. Ältere Deutungen 2
III. Aufgabe und Methode 3
IV. Faltenbau und Vergenzen des ganzen Untersuchungsgebietes 3
V. Der Faltenbau an der mittleren Ahr 5
1. Der Faltenwurf 5
2. Das Südwestende des Eifeler Hauptsattels 5
a) Die Schichtenfolge 5
b) Äußere Tektonik 8
VI. Das Achsengefälle 10
1. Zur Methodik der Achsenuntersuchungen 10
2. Das Achsengefälle am Ostrand der Nordsüdzone 10
3. Das Achsengefälle am Westrand der Nordsüdzone 13
4. Das Achsengefälle innerhalb der Nordsüdzone 15
5. Ergebnisse 18
VII. Bruchbildung im Anschluß an die Faltung 21
1. Tektonische Spezialaufnahmen 21
a) in einem Sattel am Nürburgring bei Adenau 21
b) in einem Sattel bei Kirmudscheid 22
2. Statistik der Kluftmessungen 22
3. Die Verschiebungen an den Bruchflächen 25
4. Alter der Brüche 27
5. Über die Beziehung von Falten und Brüchen im Saargebiet . . . 28
6. Zur Mechanik der Verwerfungen 30
VIII. Entwicklungsgeschichte der Nordsüdzone 31
1. Faziesverhältnisse im Devon 31
2. Postkarbonische Entwicklung 32
IX. Zusammenfassung 34
Schriften 35

Einleitung

Die nordsüdliche Kalkmulden-Zone der Eifel[1]) ist bei aller Kleinheit im Gesamtbild doch eine der auffälligen Nordsüdlinien Europas. Der Mittelmeer-Mjösenzone geht sie parallel oder gehört sie an. Doch unterscheidet sie sich von den übrigen gleichgerichteten Zonen durch den Bau. Dieser Umstand rechtfertigt eine vorwiegend strukturelle Untersuchung, die in erster Linie Beobachtungsmaterial zu beschaffen und in Karten darzustellen hat. Demgemäß wurde die Hauptarbeit im Gelände und am Zeichentisch ausgeführt, und zwar wurden nach dem Beispiel von H. Cloos und anderen[2]) die geometrischen Spuren der Bewegungsvorgänge gemessen und ausgewertet. Von der Inneren Tektonik her soll also der Gang und das Wesen der Großbewegung erfaßt werden.

I. Das Problem

Das Problem ist bekannt und oft behandelt: Inmitten des Unterdevons der Eifel erscheinen mittel- und oberdevonische Kalkmulden, die das nordöstliche Streichen mit ihrer Umgebung teilen, jedoch in einer nur etwa 25 km breiten Zone von nordsüdlicher Erstreckung hintereinander geordnet, also gestaffelt sind. Auf dieselbe schmale Zone sind Reste der im Norden und Süden weiter verbreiteten Trias beschränkt (Taf. 1). Somit bestehen folgende Fragen:

1. Ist die Verteilung des Mitteldevons bereits während und infolge der Faltung erfolgt oder ist sie jünger?
2. Ist sie durch Verbiegung oder durch Brüche bedingt?
3. Hängt die Verteilung der Trias mit derjenigen des jüngeren Devons ursächlich zusammen und auf welche Weise?

II. Ältere Deutungen

1883 und 1885 erklärte Lossen die Struktur aus Umfaltung einer älteren Streichrichtung (NO) durch jüngere, sie windschief treffende Kräfte. Dagegen schlossen schon van Werveke (1910) und Blanckenhorn (1884) eine alte Anlage der Nordsüdzone aus der Verteilung der Trias. Zur gleichen Zeit (1911) spricht Rauff von einem mehrfach eingebrochenen „Graben der Eifelkalkmulden". Er hielt die Störungen für vermutlich jung, wesentlich tertiär. Quiring (1914) weist den Überschiebungen und Querstörungen paläozoisches, den „Nordsüdstörungen" jedoch ein entschieden jüngeres Alter zu. Fliegel (1914) glaubte „den östlichen Randbruch des Grabens der Eifelkalkmulden" zwischen altem Unterdevon und Unterkoblenz an der mittleren Ahr zu erkennen. Dieser Randbruch verlaufe in NW—SO-Richtung, sei vielleicht gestaffelt, klinge nach Süden hin aus und habe mindestens triadisches Alter.

---

1) Im Rahmen der vom Geologischen Institut in Bonn ausgehenden Untersuchungen im Rheinischen Schiefergebirge wurde ich von Herrn Prof. H. Cloos zu einer Untersuchung der Nordsüdzone in der Eifel angeregt. Herrn Prof. Cloos danke ich für die Anregung und stete Förderung.

2) H. Scholtz, E. Beyenburg, S. Kienow, H. Martin, W. Elberskirch.

Wahrscheinlich sei der Graben jungpaläozoisch und später weitergebildet. 1922 führt der gleiche Verfasser die triadische Strandfazies als weiteren Beweis an. Quiring trat jedoch der Auffassung von ihrer jungpaläozoischen Anlage wiederholt entgegen. 1928 spricht er von einem „Zerrungsorogen" des altmesozoischen Eifelgrabens und 1933 von einer „spättriadischen Eifelbruchzone" in NNO—SSW-Richtung.

Kuckelkorn-Vorster lehnten 1926 den Fliegel'schen Grabenbruch ab, da der Unterdevonsattel an der mittleren Ahr, konkordant von Koblenzschichten überlagert, achsial stark eintaucht. Erst gegen Abschluß meiner Arbeit hat Henke (1933) durch Übersichtskartierungen die ähnliche Ansicht gewonnen, daß der „Eifel-Hauptsattel" als Fortsetzung des Sattels von Hönningen-Seifen im Westen untertaucht, die Kalkmulden unterteuft und in den Ardennen sich wieder heraushebt.

Für Bubnoff (1930) ist die Nordsüdzone eine Transversalflexur in einem im Verhältnis zu den Nachbargebieten besonders faltbaren Material.

III. Aufgabe und Methode

Durch stratigraphische Kartierung soll die vertikale Folge und der horizontale Zusammenhang zwischen dem tieferen Unterdevon im Osten und dem Mitteldevon im Innern der Nordsüdzone, d. h. das gegenwärtige Zustandsbild ermittelt werden. Um die Bewegung selbst, die zu diesem Endzustand führte, in ihren direkten Spuren zu erfassen, beschreiten wir den Weg der mechanischen Strukturanalyse: Mit Kompaß und Klinometer und nötigenfalls mit dem Bandmaß werden sämtliche tektonischen Elemente aufgenommen: die Stellung der Faltenschenkel, Lage und Richtung der Faltenachsen, lineare Erscheinungen, wie z. B. die Schnittkante zwischen Schieferung und Schichtung, Stauchungen und Flexuren, die Schieferung, das Verhalten der einzelnen Schichten im Verbande, Harnische auf den Schichtflächen, die Klüftung und vor allem die Verwerfungen mit Fallen und Streichen der Rutschstreifen. Jeder einzelne Aufschluß stellt gleichermaßen eine Zelle des großen tektonischen Körpers dar, dessen Anatomie auf diese Weise aufgezeichnet und kartiert wird. Zur besseren Veranschaulichung werden die Einzelheiten „bimetrisch", d. h. in einer Karte mit zwei verschiedenen Maßstäben dargestellt (s. H. Cloos, 1925).

Aus diesem rein geometrischen Befund ergibt sich zunächst die Bewegung (Kinematik). Erst dann, wenn überhaupt, kann auf eine Ermittlung innerer Spannungszustände und äußerer Beanspruchung (Dynamik) übergegangen werden. Hierbei wurden mehrfach experimentelle Erfahrungen mitverwendet und die bekannten Tonversuche von H. Cloos herangezogen.

IV. Faltenbau und Vergenzen des Untersuchungsgebietes

Am Aufbau des Gebietes beteiligen sich: die Tonschiefer, Grauwacken und Rauhflasergesteine der Siegener- bzw. der Hunsrückzeit, die sandigen und tonigen Schiefer, Grauwacken und Quarzitgesteine und die bröckligen bunten (roten und grünen) Schiefer des Unter- und Oberkoblenz

und die Kalke und sandig-tonigen Kalkschiefer des Mittel- und Oberdevons; bituminöse Schichten sind hier und da zwischengelagert.

Diese Gesteine sind verschieden gefaltet: Die Grauwacken- und Quarzitbänke sind in größere und große Falten gelegt, während die plastischen Tonschiefer im kleinen gestaucht werden und gegebenenfalls Transversalschieferung ausbilden (Eisenbahneinschnitt bei Mülheimer Mühle, am Bahnhof Freilingen [Blatt Blankenheim], an der Straße von Fuchshofen nach Wershofen [Blatt Hönningen] [an derselben Straße zeigt auch eine kleine Tauchfalte disharmonische Faltung], am Bahnhof Fuchshofen, an der Eisenbahnstrecke Fuchshofen—Antweiler, an der Urftsperre, dicht nördlich Whs. Lohrbachtal und an vielen anderen Orten).

Die wechsellagernden Tonschiefer und Grauwacken gehen nach Süden zu, im Lieser- und Ourtal, in eine gleichmäßigere Sedimentfolge über: Tonschiefer überwiegen. Die Schieferung ist hier das deutlichere Äquivalent der Faltung. Auf die sandige Beschaffenheit der Schichten ist die schlechte Ausbildung der Schieferung besonders im nördlichen Teil der Nordsüdzone zurückzuführen.

Die absolute Lage der Schieferung ändert sich mit der Faltung:

Am Ostrand der Nordsüdzone, im Gebiet der Ahr, sind die Sättel nach Norden überkippt. Die Sattelsüdflügel fallen 20 und 50°, die Nordflügel sind bis zu 70 oder 65° überkippt. Die Schieferung fällt dementsprechend mit 60—70° nach Süden. Südlich Manderscheid stellen sich die Achsenebenen und die Schieferung steiler (75—85°). Bei Schladt endlich, nordwestlich Wittlich, fallen Schieferung und Achsenebenen mit 70—80° nach Norden, ebenso an der Mündung des Bienauer-Baches bei Burg und im Lambachtal nördlich Greimerath. Hier kehrt also die Vergenz um. Ihre Scheitellinie streicht nicht, wie Born (1929) in seiner Karte angibt, Nord-Nordost, sondern Ost-Nordost (60—70°) und ist, wie Scholtz (1930) annimmt, die Verlängerung der Achse III von Born.

Am Westrand der Nord-Süd-Zone, im Ourtal bei Dasburg und bei Tentis-Mühle, fällt die Schieferung mit 65—70° nach Norden, weiter nördlich dagegen, bei Ouren, wieder steil nach Süden. Dazwischen liegt hier also der Scheitel.

Innerhalb der Nord-Süd-Zone herrscht Nordvergenz der Falten. In ihrem Südteil, bei Echtershausen im Prümtal, steht die Schieferung teils seiger, teils ist sie steil nach Süden geneigt. Bei Mürlenbach und am Nordrand der Trierer Triasbucht fällt sie mit 75—85° ebenfalls nach Süden. Ihre Streichrichtung ist die gleiche wie östlich und westlich der Nord-Süd-Zone.

Vergenzen und Neigungswinkel der Achsenebene und der Schieferung weichen zu beiden Seiten der Nord-Süd-Zone voneinander ab. Die Gebiete westlich und östlich von ihr haben also einen verschiedenen Bau. Dieser Unterschied ist wohl zum Teil auf die Verschiedenartigkeit des Baustoffes zurückzuführen, zum Teil jedoch wohl auch auf eine ungleiche Beanspruchung bei der Faltung, bzw. der Schieferung.

Zur genaueren Untersuchung dieser Verschiedenartigkeit wenden wir uns zunächst dem Faltenbau an der mittleren Ahr zu, wo altes Unterdevon nahe an das Mitteldevon der Nordsüdzone heranreicht.

V. Der Faltenbau an der mittleren Ahr

1. Der Faltenwurf

In dem Gebiet der mittleren Ahr und ihrer Nebenflüßchen ist der Faltenwurf durch tiefe Erosion gut, ja fast lückenlos bloßgelegt. Hier konnten mit Kompaß und Klinometer recht genaue Aufnahmen der Faltenquer- und längsprofile durchgeführt werden. Sie ergaben folgendes: Östlich der Kalkmuldenregion und nördlich einer Linie Denn—Dümpelfeld—Fuchshofen lösen sich die Falten sowohl im Querprofil wie im Streichen häufig ab. Die kleinen Falten sind nach Norden überkippt, und ihre Achsen steigen mit 5—15° auf und ab. Hierbei lösen jedoch benachbarte Falten gern einander ab, wobei sich eine fingerartige Verschränkung oder Verzahnung herausbildet (bei Fuchshofen, im Sahrtal zwischen Houverath und Kreuzberg an der Ahr, im Liersbachtal zwischen Plittersdorf und Liers; alles auf Blatt Hönningen). Im Bereich dieser Verzahnung liegen die von Ebert kartierten Spezialmulden.

Südlich der oben genannten Linie ist die Faltung ruhiger, und die im Dennbachtal festgestellten Spezialfalten gleichen mehr einer flachen Wellung. Die Schichten fallen vorwiegend flach nach Süden. Umlaufendes Streichen gibt zu erkennen, daß die Achsen mit 10—15° nach SW geneigt sind. Die Profile im Tale des Adenauerbaches und auf der Höhe zwischen Winnerath und Reifferscheid und im Limbachtal bei Antweiler ergänzen dieses Bild: Zwischen Dümpelfeld und Adenau zieht also ein großer Sattel durch und taucht mit 10—15° gegen Südwesten ein. Ihm nördlich vorgelagert dagegen sind eine Anzahl Kleinfalten mit zum Teil fingerartig verschränkten Achsen, die gegen Westen bis Wershofen zu verfolgen sind. Der flachfallende Südflügel des Hauptsattels endet bei Adenau mit einer Anzahl überkippter Spezialfalten, deren Achsen ebenfalls flach nach Nordosten und Südwesten fallen (Nürburgring). Abb. 1 zeigt schematisch den Faltenwurf zwischen Houverath und Adenau.

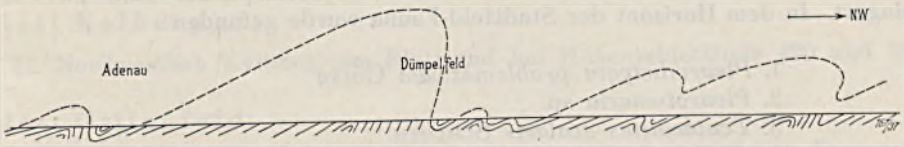


Abb. 1.
Der Faltenwurf an der mittleren Ahr zwischen Adenau und Houverath

2. Das Südwestende des Eifeler Hauptsattels

a) Die Schichtenfolge

Der große Sattel aus Siegener Schichten an der mittleren Ahr, den ich zunächst rein durch Messung festgestellt habe, ist inzwischen von Henke (1933) durch Übersichtskartierung bestätigt worden. Henke nennt ihn den Eifeler Hauptsattel.

Die Mittleren Siegener Schichten. Der von Ebert bei Altenahr wiedererkannte Horizont der Rauhflaserschichten des Mittleren Siegen

läßt sich von Kreuzberg nach Süden bis Adenau verfolgen. Die Henke'sche Liste der Fundpunkte von Seifener Fauna wird noch ergänzt durch eine Fundstelle auf den Äckern südöstlich Mannsfelder-Kopf bei Dümpelfeld (Blatt Hönningen) und am Nürburgring bei Adenau in der Kurve an der Einfahrt Ex-Mühle (Blatt Adenau). Vielleicht treten die Mittleren Siegener Schichten hier nur durch die Spezialfaltung nochmals hervor.

Die Oberen Siegener Schichten. Westlich der nördlich bis nordwestlich verlaufenden Grenze der Mittleren Siegener Schichten treten die Herdorfer Schichten auf. Reichhaltige Fundpunkte von Fossilien dieses Horizontes sind: rechts an der Straße von Schuld (Blatt Hönningen) ahraufwärts zwischen der Mündung des Armuthsbaches und der Überquerung Straße—Eisenbahntunnel, an der Straße Fuchshofen—Wershofen in der ersten rechtwinkligen Kehre, im Limbachtal bei Antweiler etwa 200 m vom Stollen weg talaufwärts und bei Rodder am Wege bei P. 485,5.

Die obersten Pakete der Herdorfer Schichten haben vorwiegend tonigen Charakter, während in den tieferen Schichtpaketen bräunliche Grauwacken überwiegen. Die ganze Gesteinsfolge ähnelt den Wahnbachschichten des Bergischen Landes.

Quarzitische Grauwacke des Unterkoblenz. Am Bahnanschnitt links des Limbaches werden die Siegener Schichten mit kaum wahrnehmbarer Diskordanz überlagert von sehr harten hellgrauen quarzitischen Grauwacken. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 250 m. Fossilien wurden in diesen Schichten bisher nicht gefunden. Sie sind vielleicht dem Horizont der quarzitischen Grauwacken von Bensberg äquivalent (vgl. Schriel, 1933). Auf Grund ihrer petrographischen Verschiedenheit gegenüber dem Liegenden und der schwachen Diskordanz betrachte ich ihre Basisfläche als Grenze zwischen Ober-Siegen und Unterkoblenz.

Stadtfeld-Horizont. Etwa 200 m über dieser Auflagerung liegen bei Bahnhof Antweiler bräunliche und grünliche Grauwacken, die reichlich Stadtfeld-Fauna und Pflanzenhäcksel führen. Schieferpakete sind zwischengelagert. In dem Horizont der Stadtfeld-Fauna wurde gefunden:

1. *Pleurodictyum problematicum* Goldf.
2. *Pleurotomaria* sp.
3. *Tentaculites scalaris* Schloth.
4. *Avicula laevicauda* Follm.
5. *Avicula pseudolaevis* Oehl.
6. *Nuculites truncatus* Stein.
7. *Nuculites ellipticus* Maur.
8. *Ctenodonta maureri* Beush. var. *varicosa*
9. *Grammysia laevis* (?)
10. *Megantheris archiaci* Suess
11. *Leptodomus exilis* Drev.
12. *Dalmanella circularis* Sow.
13. *Stropheodonta subarachnoidea* A. V. sp.
14. *Chonetes sarcinulata* Schnur
15. *Rhynchonella dunensis* Drev.
16. *Rhynchonella dannenbergi* Kayser var. *minor* Drev.

17. *Rhynchonella daleidensis* F. Roem.
18. *Spirifer carinatus* Schnur
19. *Spirifer subcuspidatus* Schnur
20. *Spirifer latestriatus* Maur.
21. *Tropidoleptus rhenanus* Frech
22. *Homalonotus armatus* Burm.
23. *Homalonotus rhenanus* Koch
24. *Cryphaeus* sp.

Der Horizont mit dieser Fauna ist bis über Kelberg hinaus weit nach Süden gut zu verfolgen. Reiche und leicht zu findende Fundpunkte sind:

Blatt Hönningen:

1. Am Wege über Bahnhof Antweiler.
2. Steinbruch am Weg Antweiler-Rodder, dicht an der Bahn.

Blatt Dollendorf:

3. Auf den Äckern nördlich Müsch, westlich Punkt 295,6 im Ahrtal.

Blatt Adenau:

4. Bombachtal bei Antweiler.
5. Am Weg Müsch—Rodder im kleinen Steinbruch oberhalb der letzten S-Kurve.
6. Bei Kirmudscheid-Kirche, Straßenknotenpunkt.
7. Auf den Feldern nordwestlich Wirft.
8. Auf den Feldern Dreimüllerhof, nördlich Barweiler.
9. Bei Cottenborn, südöstlich Höhe 542, südlich des Weges.
10. Am Waldrand westlich Meisental.
11. Auf dem Wege von Rothenbach vor der Straßenkreuzung.

Blatt Kelberg:

12. Nordwestlich Kelberg, am Blattrand bei Höhenschichtlinie 490 und 500.

Blatt Gillenfeld:

13. Südlich Ulmen, an dem Zusammenfluß der Bäche südöstlich Demerath.

Die fossilführenden Schichten sind z. T. sehr kalkhaltig, die Verwitterung liefert roten Mulm.

Horizont fossilarmer Grauwacke. Diese Schichten werden bei Müsch und Kirmudscheid von mächtigen aber fossilärmeren graugrünlichen Grauwackenpaketen mit Kreuzschichtung überlagert, die mit milden, ebenen und bröckeligen grauen und dunklen Tonschiefern wechsellagern. In den Grauwackebänken finden sich einzeln Rhynchonellen.

Unter- und Oberkoblenz — Rotschiefer, Grauwacken und Quarzite. Am Tunneleingang Müsch und am Schluchtende nordöstlich Hoffeld folgen über dem Horizont fossilarmer Grauwacken die ersten Rotschieferlagen, die bis an die Basis des Mitteldevons wechsellagern mit

Grauwacken und dunklen Tonschiefern und bis zu mehreren Metern Mächtigkeit anschwellen (bei Dorseler Mühle). Fossilien wurden in dieser Sedimentfolge nicht gefunden.

Quarzitischen Charakter hat in dieser Folge nur ein wenig mächtiges Paket am Fuße der Förderbahn des Basaltwerkes am Bahnhof Ahrhütte.

Zusammenfassung. Die Sedimente am Südwestende des Eifeler Hauptsattels lassen sich also in folgende Horizonte einteilen (s. auch Abb. 3):

Hangendes: Mitteldevon.

Oberkoblenz:

Horizont mit Grauwacken und roten und grünen Schiefern;
Quarzitische Bank.

Unterkoblenz:

4. Horizont mit roten und grünen Schiefern;
3. Horizont der fossilarmen hellen graugrünen Grauwacke;
2. Horizont mit Stadtfeldfauna;
1. Horizont der hellgrauen quarzitischen Grauwacke.

Oberstes Siegen:

Horizont der dunklen Tonschiefer und Grauwacken.

Liegendes: tiefere Siegener Schichten.

Die Mächtigkeit der Sedimentfolge zwischen der oberen Grenze des obersten Siegen und der Basis des Mitteldevon (Roteisensteinhorizont) beträgt 2500 m.

Wir verwenden nun diese stratigraphischen Ergebnisse zu einer Betrachtung der Tektonik.

b) Äußere Tektonik

Wir verfolgen den Verlauf der Horizonte (vgl. Taf. 4). Für die Grenze Unterkoblenz—Siegen stimmt im wesentlichen meine Kartierung mit den Angaben von Henke überein. Die kleineren Abweichungen ergeben sich beim Vergleich der Karten. Die dargestellten Horizonte verlaufen in nordnordwestlicher Richtung. Die Grenze zwischen den Siegener- und Unterkoblenzschichten erscheint zwischen Wershofen und Barweiler als schwach gewellte Linie, die quer zum normalen (NO) Gebirgsstreichen verläuft. Ihr konform geht das schmale Band des Horizontes der hellgrauen quarzitischen Grauwacke; ihm wiederum schmiegt sich der Horizont mit Stadtfeldfauna an, der von Norden nach Süden an Mächtigkeit und infolge flacheren Einfallens der Schichten auch an Ausstrichbreite zunimmt. Ausgesprochen nördliche Richtung hat die untere Grenze des Unterkoblenz-Rotschieferhorizontes zwischen Trierscheid und Müsch. Im Bereich dieser Koblenzschichten treten Spezialsättel und -mulden in der Karte kaum hervor. Erst an der Grenze Unterdevon—Mitteldevon sind sie wieder zu beobachten.

Überall aber sind im einzelnen die Koblenzschichten mit den Siegener Schichten eng verfaltet. Im ganzen verschwinden die Siegener

Schichten unter den Koblenzschichten an einer NNW—SSO orientierten Linie, die also quer zum normalen Gebirgsstreichen verläuft.

Wir untersuchen zunächst, ob und wieweit dieser abnorme Schichtenverlauf durch von der Faltung trennbare Brüche verursacht sein kann.

Eine stärkere Störung findet sich im Norden von Kirmudscheid. In nordwestlicher Richtung schneidet sie den Stadtfeldhorizont eines kleinen Sattels ab. Durch eine gleich gerichtete Störung wird ebenda das im Steinbruch an der Brücke über den Trierbach erschlossene Grauwackenpaket in der Straßenschlinge nördlich davon wiederholt. Eine weitere ist am Bahnhof Müsch aufgeschlossen. Alle diese Störungen sind klein und von wechselndem Verwerfungssinn.

Auch an der Grenze von Unter- und Mitteldevon sind zahllose kleinere Störungen, die jedoch ebenso wenig wie die vorigen ausreichen, um die abnorme Verteilung der Horizonte zu erklären. Einzelheiten und Abweichungen von den Darstellungen von Schulz und Quiring ergeben sich aus den Karten.

Streichende Aufschiebungen und Überschiebungen spielen, wie bekannt, im Gebiet zwischen Unterdevon und Mitteldevon eine große Rolle (fast jeder Sattel ist aufgeschoben), sind aber für die Schichtenverteilung quer zum Gesamtstreichen ohne Bedeutung. Im übrigen sei auch bezüglich der streichenden Störungen auf die Karte verwiesen. (Taf. 4).

Bruchrichtungen. Die in dem ganzen Kartierungsgebiet auftretenden Störungen lassen sich der Richtung nach in vier Systeme ordnen:

1. Ein NO- bis ONO-System; es liegt im Streichen der Faltung.
2. Ein NW-System, senkrecht auf dem ersteren und auf dem Faltenstreichen.
3. Ein N-System.
4. Ein OSO-System.

Das 3. und 4. System schneiden die Faltung unter etwa 60°.

Bezüglich der Wirkung der Brüche glaubte Quiring für die Nordstörungen im Bereich der Ahrdorfer Mulde eine Gesetzmäßigkeit gefunden zu haben, die durch meine Beobachtungen jedoch nicht bestätigt werden konnte. Die im Kartenbild hervortretenden Verwerfungen zeigen vielmehr einen teils entgegengesetzten, teils beliebig wechselnden Bewegungssinn.

Zusammenfassung. Am Südwestende des Eifeler Hauptsattels herrscht eine Schichtenverteilung quer zur normalen Streichrichtung, welche durch Brüche nicht oder nicht allein erklärt werden kann. Auf weite Strecken streichen die Schichten durchweg nordwestlich und fallen mittelsteil und flach, ja sehr flach gegen Südwesten ein. Neben vielen kleineren Überschiebungen sind zahlreiche Brüche vorhanden, die nach verschiedenen Seiten einfallen und verwerfen und sich auf Grund der Kartierungen in vier Systeme ordnen lassen. Die ungewöhnliche Schichtenverteilung, welche den Rand der Nordsüdzone bildet, wird jedoch durch diese Brüche nicht erklärt.

Zu ihrer genauen Untersuchung wenden wir uns den feineren Lagerungserscheinungen selbst zu.

VI. Das Achsengefälle im Bereich der Nordsüdzone

(Hierzu Tafel 1)

1. Zur Methodik der Achsenuntersuchungen

Durch stratigraphische Kartierung konnte ich feststellen, daß das Südwestende des Eifeler Hauptsattels nicht durch Abbrüche bedingt ist. Ausgehend von den außergewöhnlichen Lagerungsverhältnissen an der mittleren Ahr wurde dann im Bereich der Eifelsenke auf metrischem Wege an 580 Faltenachsen die Neigung festgestellt. Die Abhängigkeit des Faltungsbildes vom Gestein ist für die Methodik unserer Untersuchung wichtig: Für die Messung und Auswertung von Faltenachsen kommen nur die größeren Gewölbe aus festeren Gesteinen in Frage. Die kleinen Achsen in gestauchten und gequetschten Tonschiefern wechseln ihre Lage auf sehr kurze Entfernungen.

An zahlreichen Gewölben und zum Teil in mächtigen Schichtpaketen konnte das Gefälle der Achsen direkt gemessen werden. Für sehr viele Falten ergab sich die Neigungsrichtung der Achsen aus der Konvergenz der Streichzeichen der Faltenschenkel. Die so ermittelten Werte wurden von den Meßtischblättern in eine Karte 1:100 000 (Taf. 1) eingetragen, gegebenenfalls mit Angabe der Fallwinkel der Achsen. In Anbetracht des Maßstabes konnten dabei nicht alle Achsen verzeichnet werden. Die vereinzelten Lücken in dem ausgedehnten Untersuchungsgebiet beeinträchtigen jedoch kaum das Gesamtbild von der Achsenlage der Falten.

2. Das Achsengefälle am Ostrand der Nordsüdzone

Im Gebiet der mittleren Ahr, in der nordsüdlichen Zone bei Antweiler—Müsch, taucht der aus Siegener Schichten aufgebaute und von Koblenzschichten umhüllte Eifeler Hauptsattel mit außerordentlichem Gefälle von durchschnittlich 30—35° nach Südwesten unter. Die Faltenachsen sind hier abgebogen. Diese außergewöhnliche Erscheinung läßt sich nach Norden und Süden und ebenso am Westrand der Nordsüdzone verfolgen.

Wir beginnen mit der Beschreibung im Norden des Eifeler Hauptsattels und gehen nach Süden.

Im Gebiet nördlich des Eifeler Hauptsattels beherrscht das Prinzip der Achsenverschränkung den Faltenbau bis etwa an eine Linie Münstereifel—Fuchshofen. Die Mehrheit der Achsen an dieser Linie neigt sich nach Südwesten, in der Umgebung von Wershofen mit 30°. Bei Fuchshofen tauchen kleine Falten nach Nordosten. Dann aber, unmittelbar südlich, zieht der Eifeler Hauptsattel vom Rhein heran, fällt zunächst nur sanft (5—15°), bei Antweiler—Müsch jedoch plötzlich und in einer fast 2,5 km breiten Zone steil nach Südwesten ein. Im Durchschnitt ist seine Neigung 30°. Achsenneigungen von 40, 50 und 60° treten mehrmals auf. In einer flexurartigen Abbiegung bei Müsch stehen umlaufend streichende Schichten sogar seiger. Achsial stark untertauchende Spezialsättel liegen unmittelbar neben solchen mit flacheren Neigungswinkeln. In der streichenden Verlängerung des Eifeler Hauptsattels nach Südwesten nimmt das Gefälle bis auf 5—10° ab, doch kurz vor dem Rande der Kalkmulden steigt es wieder auf 15—20° an (Taf. 1 u. 4).

Daß die Faltenzüge wirklich untertauchen, sei hier an einem Beispiel gezeigt. Bei Antweiler von Bahnkilometer 9,6 bis zur Mündung des Limbaches ist der langsame Übergang des Schichtstreichens aus Nordost- in Nord- und schließlich in Nordwestrichtung zu beobachten. Diese Richtung dominiert dann bis in die Gegend von Müsch und ist in den fast lückenlosen Aufschlüssen leicht zu untersuchen. Bei Antweiler stehen wir in der streichenden Verlängerung der südlich Dümpelfeld durchziehenden Achse des Eifeler Hauptsattels. Auf der Höhe zwischen Winnerath und Reifferscheid und im Laubachtal zeigt dieser Sattel eine flache Spezialfaltung. Die Hauptachse zieht südlich Hürs—Nück, etwa im Wegeknick, durch. Folgen wir

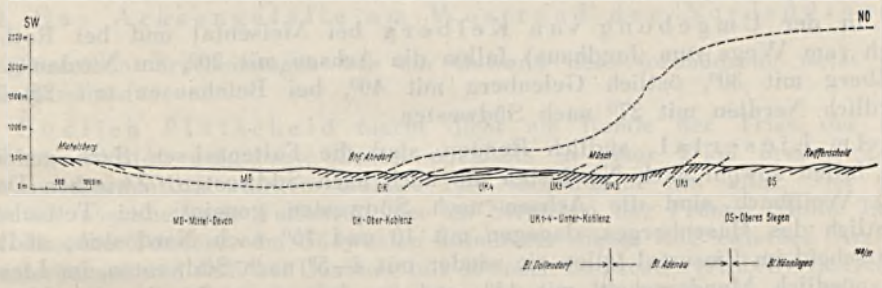


Abb. 2. Längsprofil durch das Südwest-Ende des Eifeler Hauptsattels und die Ahrdorfer Mulde. Die gestrichelte, über die heutige Muldengrenze hinaus fortgeführte Basisfläche des Mitteldevons veranschaulicht das schwankende Achsengefälle, das durch die Einfallswinkel der mächtigen, umlaufend streichenden Schichtpakete und Horizonte des Unterdevons unmittelbar zu messen ist (vgl. auch Abb. 5)

ihr nach Südwesten, so treffen wir sie bei Jagen 60 im Limbachtal wieder im Aufschluß an. Die Schichten im Südflügel streichen 80° und fallen 50—60° nach Süden, im Nordflügel streichen sie 60° und fallen mit 40° nach Norden. Erst bei Punkt 404 schließt sich ein überkippter Spezialsattel an. Im Nordflügel läßt sich nun der Übergang aus dem normalen Schichtstreichen in das umlaufende klar beobachten. Die Schichten drehen aus der normalen Streichrichtung im Bereiche des Sattelscheitels allmählich auf

Streichen	45°	60°	50°	35°	25°	10°	170°	155°
Fallen	50°	50°	50°	40°	25°	40°	40°	35°.

Südlich Höhe 501,5 (östlich Bunes—Nück) streichen die Schichten 65° und fallen 50—65° nach Nordwesten, südlich Höhe 547 streichen sie 20° und drehen auf 140° und fallen 50° nach Westen bzw. 40° nach Südwesten. Diese Werte ergänzen das Bild dieses Sattels. In der Schlucht südlich des Bombachtales (nördlich Weg Antweiler—Rodder) ist noch einmal der bruchlose Übergang von 175° Streichen mit 45° W-Fallen auf 150° Streichen und 55° SW-Fallen an einer Bank zu messen. Südlich Bahnhof Antweiler geht das Schichtstreichen aus Nordwestrichtung wieder in das normale des Südflügels

über und wird dann durch eine Spezialfalte bestimmt, die mit etwa 10° nach Südwesten fällt. Zwischen Antweiler und Müsch quert der Eifeler Hauptsattel das Ahrtal und löst sich in Spezialfalten auf. Südlich Haus Ahr muß die Hauptachse durchziehen. Sie hat hier eine Neigung von 35—40° nach Südwesten (Aufschluß an der Straße im Ahrtal). Westlich Müsch, in der Schlucht von Punkt 386 zum Ahrtal, beträgt die Achsenneigung in zwei Spezialsätteln, die in einem Aufschluß liegen, immerhin 20—35° nach Südwesten. Das Achsengefälle zwischen Dümpelfeld—Antweiler—Müsch nimmt also von 10—15° auf 35, 40, 45, 55° zu und dann, nordwestlich Müsch, wieder ab auf 20°. Auch im Trierbachtal sind an der Straße dicht bei Müsch ähnliche Schichtumbiegungen und bis 45° eintauchende Sattelgewölbe zu beobachten (Taf. 4).

In der Umgebung von Kelberg bei Meisental und bei Rothenbach (am Wege zum Jagdhaus) fallen die Achsen mit 20°, am Nordausgang Kelberg mit 30°, östlich Gelenberg mit 40°, bei Beinhausen mit 25—30°, nördlich Nerdlen mit 27° nach Südwesten.

Im Liesertal, südlich Rengen, sind die Faltenachsen flach geneigt. Sie fallen sowohl nach Nordosten als auch nach Südwesten. Zwischen Daun und Weißbach sind die Achsen nach Südwesten geneigt, bei Tettscheid, westlich des Hasenberges, dagegen mit 10 und 15° nach Nordosten; südlich Tettscheid im Liesertal fallen sie wieder mit 4—5° nach Südwesten, im Liesertal nördlich Manderscheid mit 14°, und an der neuen Straße zum Mosenberg mit 10°, ebenfalls nach Südwesten.

Südlich Manderscheid queren einige Sättel ohne erkennbares Gefälle das Liesertal. Bei Neumühle fallen sie mit etwa 20—25° nach Südwesten ein. Bei Biederburg beträgt die an zwei Falten schön meßbare Achsenneigung 30° nach Südwesten, westlich Großlittgen 10 und 17° ebenfalls nach Südwesten, am Wege nach Schladt dagegen 5° nach Nordosten. Nordöstlich Schladt (Blatt Hasborn) fallen die Achsen jedoch wieder nach Südwesten, so daß hier nur eine schwache Einbiegung der im ganzen nach Südwesten geneigten Achsen vorliegt, denn südlich und südöstlich Gipperath im Lambachtal, am Wege von Gipperath nach Plein, fallen die Achsen mit 30, 33 und 50° nach Südwesten. Hier liegen die Rutschstreifen auf den umlaufend streichenden Schichtflächen im Streichen der Achse. Auf den Schichtflächen des 30° streichenden und 65° fallenden Nordflügels in der Haarnadelkurve auf der linken Talseite streichen sie jedoch 175°.

Nordwestlich Greimerath (Blatt Hasborn), dort, wo sich mehrere Seitenbäche mit dem Lambach vereinigen, beträgt das Achsenfallen eines Sattels 33°, an der Mündung des Seiberts-Grabens 45° SW. Das Achsenlängsprofil zeigt hier eine ähnliche Abbiegung wie in der Umgebung von Müsch, und zwar beträgt die Achsenneigung von Nordosten nach Südwesten: 33° (nördlich Greimerath), 50, 33, 30° nach Südwesten (im Laubachtal nördlich Plein), bei Schladt etwa 5—10° SW und NO, im Liesertal wieder 10 und 17° nach Südwesten, im Salmtal bei Meisen Mühle (südwestlich Musweiler) (Blatt Landscheid) und bei Burg 35° SW und wieder 10° SW bei Niederkail, an der Straße nach Binzfeld (hier unter Tertiär und Trias verschwindend).

Im Tale westlich Meerfeld fallen die Achsen mit 20° unter den Buntsandstein, östlich des Maares, im Tale zwischen diesem und der kleinen Kyll dagegen mit 10° nach Nordosten.

Im kleinen Kylltal zwischen Schutz und Neroth wurden zwei Sättel beobachtet, deren Achsen mit 15 und 28° nach Südwesten fallen. Ein besonders schöner kleiner Sattel ist gleich am Wege von Niederstadtfeld nach Süden, auf der linken Talseite gegenüber der Mineralquelle, zu sehen. Der Nordflügel steht steil, die auf mehrere Meter bloßgelegte Achse fällt mit 27° nach Südwesten.

Südlich Demerath, im Grundbachtal, fallen die Faltenachsen nach Nordosten ein. Mit der gleichen Neigung treten dieselben Faltenachsen im Üsstal auf. Nördlich davon, an der Mündung des Nollenbaches, tauchen dagegen ein großer und mehrere kleine Sättel mit 30° nach Südwesten.

3. Das Achsengefälle am Westrand der Nordsüdzone

Dieselben Erscheinungen wie am Ostrand der Nordsüdzone weist der Westrand auf:

Südlich Plütscheid taucht dicht am Rande der Trias der aus Koblenzschichten aufgebaute Sattel ebenfalls in einer 2 km breiten Zone mit außerordentlich starkem Gefälle zur Nordsüdzone hin unter. Der sich nördlich anschließende Faltenzug, der im Streichen der Prümer Mulde liegt, hat dieselbe Tendenz. Im Südwesten kulminiert dieser Zug zwischen Arzfeld und Irrhausen und fällt bei Dasburg mit 30° nach Südwesten (Abb. 3). Im Gebiet zwischen Prümer Mulde und dem Südwestende der Dollendorfer und Blankenheimer Mulde sind die Achsen nur schwach gegen NO geneigt; es ist jedoch zu vermuten, daß die Zone der starken Neigung jenseits der deutsch-belgischen Grenze liegt. Am Südwestende der Sötenicher Mulde und am Rande der Trias von Mechernich sind wieder mehrere mit beträchtlichen Winkeln nach Nordosten untertauchende Sättel und Mulden zu verzeichnen.

Wir gehen wieder von Norden nach Süden. Den Westrand der Mechernicher Bucht unterteufen die Faltenachsen mit einer Neigung von 10—30°. Zwischen Gemünd und Schleiden lassen sich einige Achsen direkt messen: Am westlichen Tunneleingang bei Gemünd sind nebeneinander einige Spezialfalten mit einem Achsengefälle von 15, 20, 35° nach Nordosten aufgeschlossen; am Bach nördlich der Sägemühle bei Olef ist eine Achse mit 12° nach Nordosten geneigt, und östlich der Pulvermühle Reinhardsau fallen umlaufend streichende Schichten mit 20° nach Nordosten ein. Das Streichen einzelner Faltenflügel bei Gangfurt und Olef läßt deutlich die Nordostneigung der Faltenachsen erkennen.

An dem Südwestende der Sötenicher Mulde herrscht dieselbe Gefällsrichtung: bei Reifferscheid und an der Straße von dort nach Sistig läßt sich eine Achsenneigung von 30° errechnen. Bei Wiesen, im Steinbruch am Weg nach Manscheid, sind zwei Achsen mit 25 und 40° nach Nordosten geneigt. Auch hier haben zahlreiche andere Falten dieselbe Neigungsrichtung. Südlich Manscheid, gegenüber Schloß Wildenburg, fallen nordwestlich streichende Schichten mit 35° nach Nordosten.

Am Südwestende der Blankenheimer Mulde herrscht auffallend flache Lagerung. Sie ist am eindrucksvollsten in dem großen Eisenbahneinschnitt südwestlich Bahnhof Hallschlag. Die Achse dieser breiten Mulde fällt mit 5° nach Nordosten unter das Mitteldevon. Diese breite Muldenanlage erklärt das Nord- und Oststreichen der Schichten am Ende der Kalk-

mulde. Südlich und nördlich der Mündung des Ranzenbaches, bei Ormont, queren zwei Spezialsättel mit entgegengesetzter Achsenneigung das Tal.

Im Gebiete des Schneifelrückens sind die Aufschlußverhältnisse für Achsenmessungen recht ungünstig. Im Prümtale gestalten sie sich wieder besser. Bei Neuendorf und Olzheim fallen ostnordöstlich streichende Schichten durchweg flach nach Süden. Bei Willwerath ist die Achsenneigung wieder deutlich erkennbar. Im Bahneinschnitt nördlich und südlich des Bahnhofes fallen umlaufend streichende Schichten mit 20—22° nach Nordosten.

Bei Wirbelscheid, nördlich Prüm, an der Straße nach Niedermehlen und auf der Höhe 542 bei Steinmehlen ist aus dem nordnordöstlichen Streichen der Schichten und ihrem ostsüdöstlichen Einfallen (10—30°) wiederum ein flaches Achsengefälle nach Nordosten zu erschließen.

Im Gebiet von Habscheid, Heckhuscheid, Leidenborn, Großkampenberg und Lützenkampen haben sämtliche beobachteten Falten Nordostgefälle. Das nordnordöstliche Streichen der Schichten und ihr Einfallen mit 30—65° nach Osten macht ein starkes Achsenfallen auch in diesem Gebiet höchstwahrscheinlich.

Im Ourtal (Abb. 3) ist der Faltenbau wieder ganz deutlich erschlossen. Die Achse eines nach Norden überkippten großen Sattels, etwa 3 km südlich Ouren, fällt mit 30° nach Nordosten. Diese Neigungsrichtung herrscht nach Süden hin bis zur Tentis-Mühle, der Neigungswinkel der Achse nimmt allerdings ab. Bei Tentis-Mühle, auf der rechten Talseite vor der Brücke, ist ein Sattel mit 5—7° SW-Achsenfallen freigelegt. Südlich Tentis-

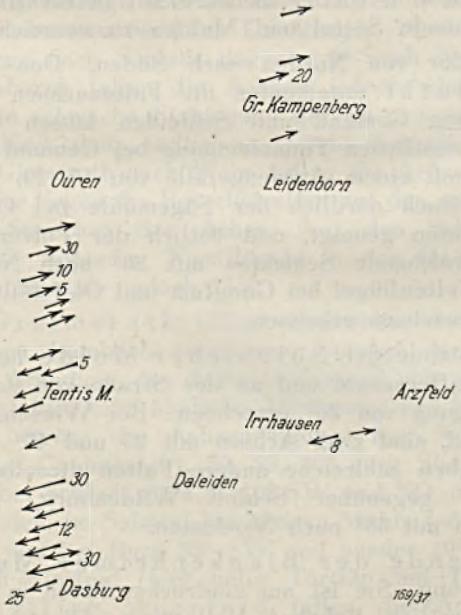


Abb. 3. Die Neigungswinkel der Faltenachsen im Südwesten der Kalkmuldenzone. Ergänzung zu Taf. 1

Mühle fallen alle Faltenachsen nach Südwesten und zwar gegen Süden hin immer steiler. Bei Schwere Mühle und an der Werkstatt nördlich des Zollhauses in Dasburg beträgt der Fallwinkel 35°. Im Streichen dieses Sattelzuges (vgl. Geol. Karte, Blatt Dasburg) nimmt das Gefälle der Achsen nach Nordosten hin ab. Bei Irrhausen neigt sie sich noch mit 8° nach Südwesten, kulminiert zwischen diesem Orte und Arzfeld und fällt zunächst flach, dann bei Heilhausen (Steinbruch an der Straße im Prümtal) mit 25° nach Nordosten unter das Südwestende der Prümer Mulde. Bei Gutshausener Mühle, nördlich Waxweiler im Prümtal, tauchen am Fluß einige Spezialfalten mit 10—12° nach Nordosten unter.

Sehr steil taucht der in der geologischen Spezialkarte dargestellte Sattel zwischen Waxweiler und Echtershausen in den Grauen Bächen, südlich Plütscheid, und an der westlich hiervon über die Höhe führenden Straße, nach Nordosten. Die von Leppla in der Karte angegebenen Zeichen wurden ergänzt und korrigiert. Am Wege nordöstlich Staudenhof, im ersten Knick westlich Punkt 478, fällt eine Sattelachse mit 30°, dann mit 50° nach Nordosten. In dem an der Straße westlich von Höhe 513 gelegenen Steinbruch gehen die umlaufend streichenden Grauwackenbänke mit 30—40° nach Nordosten in die Tiefe, in der zweiten Kurve nördlich hiervon mit 25°.

Auch in der Kurve bei Punkt 479 liegt eine Sattelachse, die im Ehlenztal mit 35° nach Nordosten untertaucht. Im Ehlenztal streichen die Schichten südöstlich (120—160°) und nordöstlich (um 35°) und nur einmal östlich (um 95°). Die Faltenachsen fallen wieder mit 30—35° nach Nordosten unter die Trias. Auch den Riedel nördlich Plütscheid durchziehen 35° NO fallende Achsen.

An der Prüm zwischen Merkeshausen und Echtershausen, südlich Punkt 271, fällt eine Muldenachse 30° NO. Anderseits gehen in Hamm, am Schloß und Südausgang, die Faltenachsen nach Südwesten, im Bogen des Flusses bei Zu Hamm und Zu Bieresdorf dagegen wieder mit 30° unter die Transgressionsfläche der Trias, die selbst 1—2° nach Süden fällt.

4. Das Achsengefälle innerhalb der Nordsüdzone

Innerhalb der Nordsüdzone besteht eine fingerartige Verschränkung der Faltenachsen. In dieser Hinsicht ähnelt sie dem Gebiete nördlich des Eifeler Hauptsattels. Aus der alternierenden Folge der Falten und ihrer Achsenneigung und aus den stratigraphischen Grenzen (vgl. Karte von Kuckelkorn-Vorster und Abb. 4) geht eine sehr weitgehende Verzahnung und Auflösung der von Südwesten und Nordosten in die Nordsüdzone hineingreifenden Faltenzüge hervor. So hat auch der Eifeler Hauptsattel am Ostrande der Nordsüdzone sein Ende.

Schon aus den vorliegenden Karten geht hervor, daß die einzelnen Mulden in sich mehrfach gefaltet sind, und daß die Achsen dieser Falten wellig auf- und abgehen.

Dies ist in der Blankenheimer Mulde am auffälligsten. Etwa bei Blankenheim Bahnhof liegt, wie aus dem Schichtstreichen und -fallen am Bahnkörper hervorgeht, eine Sattelkulmination, die die Mulde einengt. Das Nordostende der Mulde besteht aus einer Anzahl Spezialmulden zwischen

sich verzahnenden Sätteln, wodurch die Achse der nördlichen Teilmulde fast nordsüdlich verläuft. Die besondere Häufigkeit von Störungen (Kuckelkorn) ist sicherlich zum großen Teil durch die Achsenverbiegungen bedingt.

Blankenheimer und Rohrer Mulde sind durch einen im Eisenbahneinschnitt westlich Mülheim aufgeschlossenen, einfach gebauten Sattel getrennt, der mit 15° nach Nordosten untertaucht; zwischen Blankenheimer, Rohrer und Dollendorfer Mulde schieben sich im Nordosten nach Südwesten fallende Falten ein. Einblick in den Faltenbau im Gebiet südwestlich der Rohrer Mulde gewähren die Eisenbahneinschnitte. Nahe der Fischerei gehen die Achsen mit 25° unter die Rohrer Mulde, bei Reetzer Mühle, Bahnhof Freilingen und an der Straße gegenüber fallen die Achsen ebenfalls nach Südwesten. Bei Bahnhof Freilingen sind die Schichten durch die Faltung außerordentlich stark beansprucht. Durch das Untertauchen dieses Sattelzuges gewinnt die Dollendorfer Mulde nach Südwesten an Breite und wird dann aber durch einen von Südwesten heranziehenden, nach Nordosten einfallenden Sattelzug geteilt. (Vielleicht besteht ein Zusammenhang zwischen diesen nach Nordosten vordringenden Falten und der kleinen nach Nordosten fallenden Falte an der Ahrstraße nordöstlich Vellerhof.)

Ahrdorfer und Dollendorfer Mulde trennt ein nach Südwesten untertauchender Sattel; südöstlich Lommersdorf beträgt sein Gefälle 20°.

Zwischen Wiesbaum und Flesten, südlich Hainbuche geht ein Sattelzug durch, der mit etwa 20° gegen Nordosten fällt. Zwischen Ahrdorfer und Hillesheimer Mulde nördlich Üxheim geht ein Unterdevonsattel mit etwa 10—12° unter das Mitteldevon. Die beiden Sättel legen sich also nebeneinander und lassen als Verbindung der Hillesheimer und Ahrdorfer Mulde einen schmalen Streifen Mitteldevon zwischen sich, der durch Brüche noch vertieft ist. Nördlich Stroheich dringt ein flach fallender Unterdevonsattel in die Flanke der Hillesheimer Mulde.

Am Südwestende der Dollendorfer Mulde, zwischen Glaadt und Gewerkschaft Jünkerath, ist das Alternieren der Sättel, die Verschränkung ihrer Achsen und ihre Wirkung direkt im Aufschluß zu beobachten. Bei Gewerkschaft Jünkerath, an dem durch die Straße angeschnittenen Hang, fällt ein Sattel flach nach Südwesten. Jenseits der Kyll dagegen liegt auf seinem Nordflügel das Mitteldevon von Schüller (vgl. Karte von Kuckelkorn & Vorster) mit nordnordöstlichem Streichen der Muldenachse. Bei Bahnhof Jünkerath fällt der Sattel mit 5° nach Nordosten. Der Südflügel des Sattels streicht wie der Nordflügel des vorigen Sattels nordnordöstlich. In dieser Richtung erstreckt sich dann auch die Mitteldevonmulde von Schüller. Die nordsüdliche Grenze des Mitteldevons bei Glaadt ist sicherlich durch ähnliche Verhältnisse bedingt. Das Erkennen des Faltenbaues ist durch die schlechten Aufschlußverhältnisse in diesem Gebiet erschwert. Dennoch ist aus der Kuckelkorn'schen Karte und nach eigenen Aufnahmen ersichtlich, daß hier die Achsen auf kurze Strecken kulminieren und sich verschränken; der Effekt der Auffaltung ist deswegen gering und die Lagerung teilweise sehr flach. Insgesamt fallen die Achsen flach nach Nordosten.

Südlich Müllenborn ist die flache Lagerung der Schichten im Scheitel der Falten als die Kulmination zwischen Prümer und Gerolsteiner Mulde aufzufassen. Bei Lissingen gehen die Achsen mit 10 und 15° unter die Gerolsteiner Mulde. Von Nordosten fällt das Mitteldevon mit demselben Werte

zum Muldeninneren hin (mit 13° nach Südwesten nördlich Pelm). Im Kylltal nördlich Pelm stoßen Spezialsättel der Kalkmulde aufeinander (Abb. 4). Die Achse der hierdurch bedingten Quermuldung schwenkt südwestlich Pelm, im Talstück der Kyll oberhalb der Mündung des Berlinger Baches, aus nordöstlicher in nordsüdliche Richtung. An der Mündung dieses Baches liegt das Muldentiefste zwischen einem südwestlich und zwei nordöstlich fallenden Sätteln. Auch hier ist die Verschränkung der Sättel die Ursache der vom Generalstreichen so abweichenden Lagerung.



Abb. 4. Beispiel von sich verschränkenden Sätteln der Gerolsteiner Mulde, die eine nordsüdliche, quer zum Generalstreichen verlaufende Depression erzeugten, in der das Mitteldevon eingefaltet ist und so erhalten blieb

In der streichenden Verlängerung der Gerolsteiner Mulde nach Südwesten müssen die Faltenachsen kulminieren, denn bei Hundsberg und Wickenseifen fallen sie schon wieder nach Südwesten, am Apert mit 17° südwestlich in die Flanke der Prümer Mulde.

Zwischen Schönecken und Niederprüm ist das Streichen der Schichten vorwiegend um Nordnordost bis Nord (Einfallen 15—20° östlich). Wir haben also eine breit angelegte Mulde mit verhältnismäßig geringer Spezialfaltung. Nördlich Schönecken beträgt das Achsenfallen 10—20° nach Nordosten.

Südlich Schönecken sind im Nimstal bei Reuland eine Anzahl nordöstlich geneigter Falten aufgeschlossen (an der Mühle mit 23°) neben solchen, die kein Gefälle haben.

Im Kylltal (die von Leppla in die Karte eingezeichneten Fallzeichen entsprechen zum großen Teil nicht der Wirklichkeit) fallen bei Mürlenbach mehrere Sättel und Mulden mit durchschnittlich 20° nach Nordosten; an der Straße nach Osten, südlich Prümer-Berg und Hang-Berg fallen die Achsen in die entgegengesetzte Richtung.

Die südlich des „B. W." gelegenen Falten lassen kein Achsengefälle erkennen. Sie streichen fast ostwestlich. Etwa durch Densborn zieht die nordöstlich fallende, 75° streichende Achse eines rund 2 km breiten Sattels. Als Fortsetzung des südlich Prümscheid untertauchenden Sattels hat er beträchtlich an Breite verloren. Zwischen Densborn und Zendscheid haben die Falten deutlich Nordostneigung. Bei Zendscheid zeigt die Konvergenz des Nord- und Südflügels eines Sattels und einer Spezialmulde die Neigung der Achse nach Südwesten an. An der Kapelle im Ort mißt man 6° nach Südwesten. Bei St. Johann fallen Achsen wieder deutlich nach Nordosten. Im ganzen betrachtet, ist das Achsengefälle gering.

Dem großen Sattel von Densborn kommen von Neroth (dort mit Neigungswinkeln von 15 und 28° SW) und von Stadtfeld her (27 und 15° SW) einige Sättel entgegen. Zwischen ihren abtauchenden Enden liegt die Salmer Mulde.

5. Ergebnisse

Im Bereich der Nordsüdzone wird der Verband und die räumliche Anordnung der Faltenachsen von einer einfachen großartigen Gesetzmäßigkeit beherrscht:

1. Die Faltenachsen streichen normal nordöstlich, fallen aber von beiden Seiten gegen die Nordsüdzone hin ein.
2. Darüber hinaus erleiden sie in den Randgebieten eine stärkere flexurartige Abbiegung. Am Südwestende des Eifeler Hauptsattels sogar in zwei Zonen.
3. Von beiden Erscheinungen wurden benachbarte Achsen nicht immer an der gleichen Stelle und im gleichen Sinn und Maß ergriffen. Hieraus entspringt eine fingerartige Verschränkung.
4. Auch ziehen die einzelnen Faltenstränge nicht durch die Nordsüdzone hindurch, sondern enden an ihren Rändern oder nahe der Mitte und werden von neuen Falten abgelöst.
5. An den breiten Sattel- und Muldenumbiegungen wird die Schichtlage allein durch das Achsialgefälle bestimmt, so daß über weite Flächen ein rein nordwestliches, zu dem normalen quer verlaufendes Streichen herrscht.
6. Auch der Formationsverlauf im Großen ist im Bereich der starken Abbiegungen ein nordwest-südöstlicher.
7. Unabhängig von diesem nur durch das achsiale Gefälle modifizierte Schichtstreichen hält die Transversalschieferung ihre für das Rheinische Gebirge typische und an die Achsenebene der Falten gebundene Lage fest; sie streicht ostnordöstlich und fällt steil südwärts.
8. Wie der Hauptfaltenbau, so werden auch diese Sonderformen von der Trias (mittlerer Buntsandstein) abgeschnitten und überlagert. Die Auflagerungsfläche und die Trias selbst liegt sehr flach (1—2°) und zwar nicht im Sinn des Achsengefälles, sondern meist nach Süden geneigt (schön zu beobachten im Südteil der Zone).

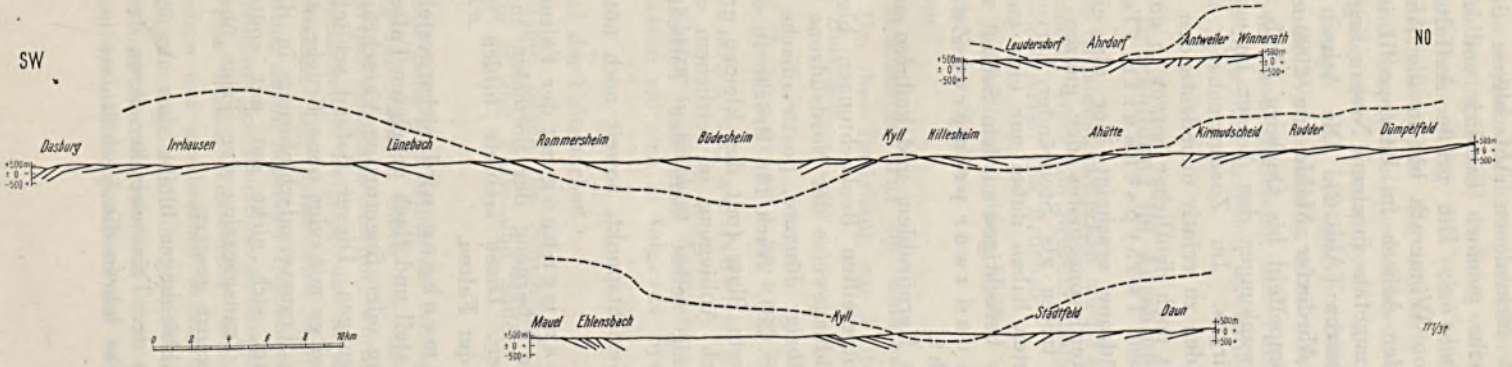


Abb. 5. Drei die Nordsüdzone querende Profile in der Längsrichtung der Faltung (vgl. Abb. 2). In der Depressionszone der Achsen befinden sich die mittel- und oberdevonischen Kalkmulden

Die teilweise guten, fast lückenlosen Aufschlüsse des Untersuchungsgebietes ermöglichen einen sehr genauen Einblick und eine leichte Darstellung der Verhältnisse: Die große Auffaltung der Siegener Schichten ist im Streichen von Winnerath bis in die Ahrdorfer Mulde zu verfolgen, und der Verlauf der Achsen im Längsprofil ist auf Grund der Fallzeichen der Schichten der ungefähr in einem Niveau liegenden Aufschlüsse ziemlich fehlerfrei zu konstruieren (Abb. 2). Die Achsen senken sich vom Eifeler Hauptsattel bis zur Ahrdorfer Mulde um 2000 m. Ein Profil im Streichen der Faltung von Dümpelfeld bis Dasburg (Abb. 5) veranschaulicht die ungeheuren vertikalen Schwankungen der Achsen im nordwestlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges. Im Zusammenhang mit ihnen sinken die mitteldevonischen Kalkmulden zu relativ unbedeutenden Lokaldepressionen herab. Diese Erscheinung tritt noch deutlicher hervor in einer auf Grund der Achsenmessungen konstruierten Isohypsenkarte (Taf. 2) mit 500 m Höhenabständen. Die Nordsüdzone erscheint hier als eine große schiefe Quermulde innerhalb des Unterdevongebietes der ganzen Eifel. Die Zonen des stärksten Achsengefälles treten als Steilränder hervor. Auskeilen und Diskordanzen von Schichtpaketen haben dabei nur eine ganz untergeordnete Bedeutung. Diese Verhältnisse berechtigen zu dem Schluß, daß die Nordsüdzone in einem engen und zwar primären Zusammenhange mit dem Faltenbau steht.

Wir treten damit vor das Kernproblem und knüpfen an die einleitenden Bemerkungen von S. 2 an.

Nach den im Vorigen mitgeteilten Beobachtungen bleibt von den vier Grundmöglichkeiten für die Bildungsweise der Nordsüdzone und von den Verknüpfungen nur eine einzige übrig: Jüngere, posttriadische Brüche oder Abbiegungen scheiden aus (vgl. S. 33). Auch für Brüche in unmittelbarem Anschluß an die Faltung bleibt kein Platz (mit den kleinen unten zu nennenden Einschränkungen). Einzig durch Abbiegung in zeitlichem und mechanischem Zusammenhang mit der Faltung selbst kann der Tatbestand befriedigend erklärt werden.

Wir unterziehen diesen Gesichtspunkt, soweit noch nötig, einer genauen Betrachtung.

Der mechanische Zusammenhang mit der Faltung ergibt sich aus dem geometrisch geschlossenen Übergang der normalen in die umlaufenden Streichrichtungen der Schichten. Diese Gebiete bilden im Absinken der Achsen die natürlichen Enden der Falten.

Der zeitliche Zusammenhang wird sichergestellt durch das unvermittelte Nebeneinander von steil und flach geneigten Faltenachsen und ganz allgemein durch die Verzahnung oder fingerartige Verschränkung der Achsen in den Zonen stärkster Abbiegungen. Dieser Befund schließt eine sekundäre Abbiegung der Faltenachsen, sei es mit oder ohne Brüche, aus. Auch das unveränderte Durchstreichen der Transversalschieferung in den breiten Zonen starken Achsengefälles verträgt sich nicht gut mit späterer Verstellung. Ferner ist ohnehin durch die Transgression der Trias über untertauchende Falten eine nahe obere Altersgrenze gesetzt.

Für jüngere Brüche und Abbiegungen bleibt aber nur insoweit Raum, als durch sie die sanfte Eintiefung der Trias zwischen ihren devonischen Flanken erklärt werden kann. In der Tat lehren die Verhältnisse in der Nordsüdzone

und insbesondere in ihrem Mechernicher Nord- und Trierer Südende, daß solche jüngeren Abbiegungen und Brüche vorhanden sind. Diese aber sind nur gerade so groß, wie es für die sehr seichte Versenkung der jüngeren Formation erforderlich ist. Für die ungleich bedeutendere Einsenkung des jüngeren Unter- und des Mittel- und Oberdevon jedoch und damit für die eigentliche Gestaltung der Nordsüdzone kommen sie aus den genannten Gründen nicht in Frage. Die heutige Nordsüdzone erscheint also als eine, aber leichte, posthume Weiterbildung einer alten, primären Anlage.

Den Brüchen in ihrer Beziehung zur Faltung und späteren Vorgängen müssen wir uns im folgenden getrennt zuwenden.

VII. Bruchbildung im Anschluß an die Faltung

In den höheren Krustenstockwerken wird Faltung, die mechanisch Dehnung und Einengung bedeutet, stets von Bruchbildungen begleitet sein. Mit H. Cloos unterscheiden wir drei Arten von Brüchen:

1. Brüche ohne Verschiebung oder Klüfte.
2. Offene Brüche oder Spalten.
3. Verschiebungen.

Jede dieser Brucharten tritt im Untersuchungsgebiet in den gleichen Richtungen auf. Um ihre Beziehung zur Faltung zu klären, betrachten wir zunächst spezielle Beispiele.

1. Tektonische Spezialaufnahmen

a) In einem Sattel am Nürburgring bei Adenau[3])

sind vorwiegend Klüfte in reicher Ausbildung vorhanden. Nach ihrer Lage zur Faltenachse lassen sie sich in folgende Systeme einteilen (vgl. dazu auch Taf. 4:)

I. Klüfte parallel der Faltenachse.

1. Steil bis seiger gegen die Schichtung einfallende Klüfte. Sie stehen fächerförmig in der Falte und ändern ihren Einfallswinkel mit dem Schichtfallen.

3) Die untersuchte Falte liegt östlich der Abbiegungszone von Müsch, im Exbachtal am Nürburgring bei Adenau. Durch die Anlage der Rennstraße, die bei Ex-Mühle im Streichen der Schichten verläuft, wurden auf etwa 400 m Schichten im Nordflügel eines Spezialsattels freigelegt und in einem Seitentälchen auf 250 m ein Querprofil aufgeschlossen. Der Sattel wird vervollständigt durch die Aufschlüsse an der unweit westlich davon liegenden Zuschauertribüne.

Der Sattel besteht aus den Rauhflasergesteinen, deren reiche Fauna bei Ex-Mühle zu finden ist. Feine dunkle Tonschiefer wechsellagern mit Grauwackebänken, flaserigen Tonschiefern und graubraunen sandigen Schiefern. Der Sattel ist überkippt. Der Nordflügel steigt steil, der Südflügel flach an. Die Achse fällt mit 5^0 nach Nordosten und die Achsenebene steil nach Südosten. Die Transversalschieferung ist dem Material entsprechend nur unvollkommen entwickelt.

2. Nach Süden fallende Klüfte und Aufschiebungsflächen.

II. Klüfte spitzwinklig zur Faltenachse (etwa 30°).

1. Ostklüfte, die mit mittlerem Winkel nach Süden fallen. Sie treten im flachen Südflügel auf, in sandigen und tonigen Schiefern.
2. Nordostklüfte, die mit mittlerem Winkel nach Südosten fallen (in flaserigen Schiefern im Westen der Karte).

III. Klüfte, die Faltenachse mit mittlerem Winkel schneidend (etwa 60°).

1. Nordklüfte. Sie stehen steil bis seiger, selten flacher und fallen sowohl östlich wie westlich, vorwiegend nach Westen, also gegen die schwach nach Nordosten geneigte Faltenachse.
2. Ostsüdostklüfte, die ebenfalls mit mittlerem bis steilem Winkel nach zwei Seiten fallen oder seiger stehen.

Diese beiden Kluftarten zerlegen Grauwackenbänke und die zwischenliegenden Tonschieferschichten (im westlichen Teil der Karte) in Rhomboeder oder in Streifen und verschieben sie um kleine Beträge.

IV. Quer zur Faltenachse streichende Klüfte.

Sie stehen steil bis seiger mit wechselnder Einfallsrichtung. In dem Sattel überwiegen Klüfte, die auf der Faltenachse fast senkrecht stehen.

b) In einem Sattel bei Kirmudscheid[4]) (Taf. 3)

treten neben Klüften Verschiebungsflächen besonders hervor. Ihre Richtungen und ihre symmetrischen Beziehungen zur Falte sind jedoch die gleichen.

Die streichenden Klüfte und Verwerfungen treten in diesem untertauchenden Sattel zurück. Zahlreicher und wirkungsvoller dagegen sind die die Achse unter spitzem und stumpfem Winkel schneidenden Verwerfungen, deren Einfallsrichtungen und Harnische eine mannigfaltige, schräge und vertikale Bewegung der Schollen erkennen lassen. Das Einfallen der Verwerfungen nach Nordosten, also entgegen dem der Schichten, herrscht vor. Infolgedessen sind die Schichten staffelförmig nach Nordosten abgesenkt. So erscheint das gleiche Grauwackenpaket im Nordosten und im Südwesten, woraus hervorgeht, daß die Schichten um erhebliche Beträge treppenartig absteigen (s. Profil der Taf. 3).

2. Statistik der Kluftmessungen

Die bei den beiden Spezialaufnahmen aufgefundenen geometrischen Gesetzmäßigkeiten der Lage und Richtung der Brüche in der Falte erweisen sich auf Grund der Kluftstatistiken auch als regionale, faltengebundene Gesetzmäßigkeiten. Abb. 6 stellt Klüfte und Verwerfungen in Falten des Ostrandes

4) Von Kirmudscheid-Kirche verlaufen Weg und Straße nach Südwesten, im Streichen der Faltung. Durch diese Anlagen am Hang des Trierbaches wurde eine fast lückenlose Folge von Aufschlüssen mitten in einem mit 15—25° nach Südwesten untertauchenden Sattel geschaffen. Ehe die Straße die Höhe erreicht, schneidet sie noch einen zweiten bis zu 60° einfallenden Sattel an.

der Nordsüdzone dar, die mit 20—35° nach SW eintauchen. Das Diagramm zeigt eine starke Einseitigkeit in der Besetzung auf der Seite des Projektionspunktes der Achsen und sich zur Diagrammitte hinziehende Ausbuchtungen und Maxima der Besetzung.

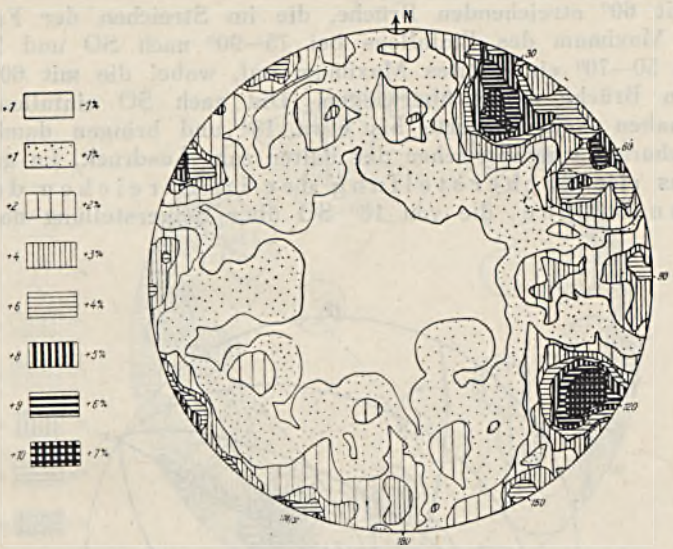


Abb. 6. Diagramm der Klüfte aus dem Bereich der nach Südwesten einfallenden Faltenachsen (Ostrand der Nordsüdzone)

Richtungen der Brüche. Die Hauptmaxima (der Flächennormalen) liegen bei 30, 60 und 120°. Ihnen entsprechen kleinere, die diametral bei 210, 240 und 300° gegenüber liegen. Die am meisten hervortretenden Streichrichtungen der Brüche streuen also um 120, 150 und 30°. Ausgeprägte Schwerpunkte der Besetzung liegen noch bei 90, 150 und 180°, denen wiederum Felder geringerer Besetzung bei 270, 330 und 360° entsprechen. Sie stellen die Brüche dar, die um 0, 60 und 90° streichen. Das Diagramm zeigt also eine vollständige Symmetrie der Richtung.

Die Faltenachsen streichen etwa 60°. Ausweislich des Diagramms sind ihnen die Flächenpaare mit den Richtungen 30 und 90°, 0 und 120°, 60 und 150° symmetrisch zugeordnet (vgl. Abb. 7). In jedem Paar zeigt eine Richtung eine größere Häufigkeit der Besetzung als die andere. Es ergibt sich somit, daß in dem ganzen östlichen Randgebiet der Nordsüdzone die genannten sechs Bruchrichtungen vorherrschen.

Einfallen der Brüche. Aus der starken Einseitigkeit in der Besetzung der rechten Hälfte des Diagramms geht hervor, daß die überwiegende Mehrheit sämtlicher Brüche nach östlichen Richtungen hin einfällt. Die kleinen, stark besetzten Flächen am Rande des Diagramms auf der linken Hälfte sind nur Wiederholungen der Streuung der Maxima der rechten Hälfte. Die Maxima des Einfallens der 0, 30, 90 und 120° streichenden

Brüche liegen bei 65 und 75°. Sie streuen stark bis 45°. Durchschnittlich ergänzen sie den Einfallswinkel der nach SW geneigten Achse zu ungefähr 90°. Die Faltenachse steht senkrecht zur Schnittkante der Kluftflächen (vgl. auch Taf. 3 u. 4). Die beiden Kluftpaare 0 und 120, 30 und 90° sind den Faltenachsen also antithetisch zugeordnet.

Die mit 60° streichenden Brüche, die im Streichen der Falten liegen, haben ihr Maximum des Einfallens bei 75—90° nach SO und NW, weisen jedoch bei 50—70° ein zweites Maximum auf, wobei die mit 60° nach NW einfallenden Brüche etwas überwiegen. Die nach SO einfallenden Brüche hingegen haben Neigungswerte bis etwa 18° und bringen damit den Aufschiebungscharakter im Streichen der Falten zum Ausdruck. Im ganzen ergibt sich hieraus eine Fächerstellung der im Streichen der Falten liegenden Brüche, die von 18° SO über Seigerstellung nach 50° NW geht.

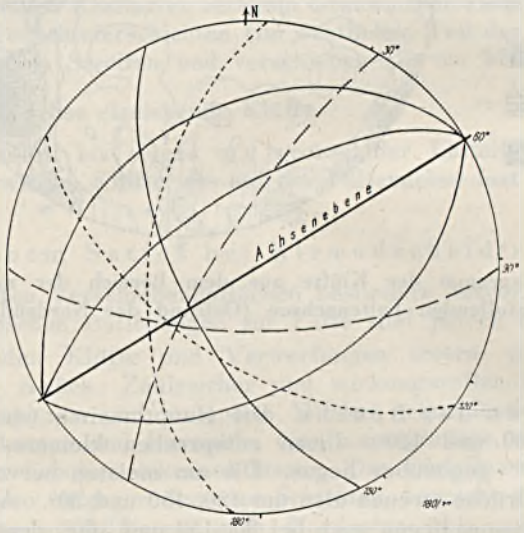


Abb. 7. Die den Maxima von Abb. 6 entsprechenden Flächen veranschaulichen die Zuordnung, Symmetrie und antithetische Stellung der Klüfte und Verwerfungen zu den Faltenachsen am Ostrand der Nordsüdzone

Das Maximum der 150 streichenden Brüche liegt bei 80° nach NO. Ein zweites Maximum liegt bei 65—75° und streut bei 50° NO. Diese Werte fallen mit den Projektionspunkten der mit 20—25° nach SW eintauchenden Faltenachsen zusammen. Einfallswinkel der Achsen und Einfallswinkel der Querbrüche ergänzen sich somit zu rund 90°. Die Querbrüche stehen also ebenfalls antithetisch zur Faltenachse.

Das Diagramm zeigt also, daß am ganzen Ostrand der Nordsüdzone, wo die Faltenachsen mit 20—35° nach SW einfallen, die Brüche in gesetzmäßig geometrischer Beziehung zu den Faltenachsen stehen: Sie sind mit diesen antithetisch verknüpft (vgl. Abb. 7).

Die Gültigkeit dieses Gesetzes wird durch das Diagramm der Brüche am Westrand der Nordsüdzone (Abb. 8) erhärtet. Es zeigt die grundsätzlich gleichen Beziehungen der Brüche zu den eintauchenden Faltenachsen, wie am Ostrand der Nordsüdzone. Die Brüche haben hier die gleiche Richtung wie am Ostrand. Der nordöstlichen Neigung der Faltenachsen entsprechend

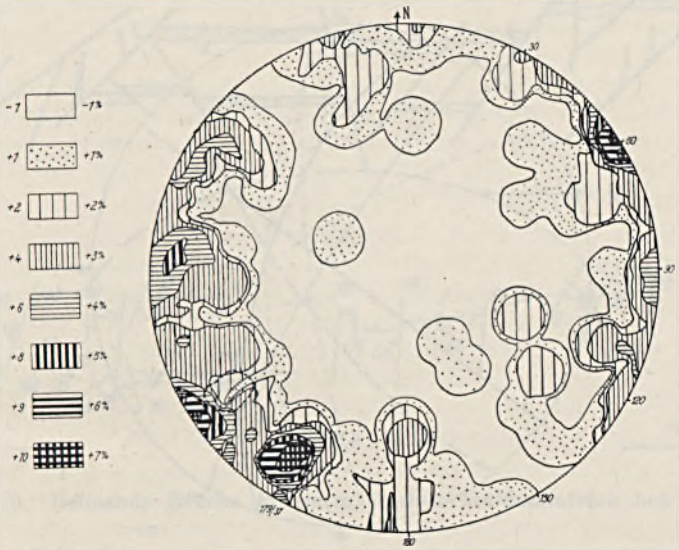


Abb. 8. Diagramm der Klüfte und Verwerfungen aus dem Bereich der nach Nordosten einfallenden Faltenachsen (Westrand der Nordsüdzone)

fallen sie nach westlichen Richtungen hin ein. In derselben Weise wie am Ostrand der Nordsüdzone sind sie also auch am Westrand den Faltenachsen antithetisch zugeordnet (Abb. 9).

3. Die Verschiebungen an den Bruchflächen

Schon oben wurde bemerkt, daß die Teilschollen einer Falte an deren Aufwärtsbewegung mit unterschiedlichen Beträgen teilnehmen. Zur Ermittlung der relativen Bewegung wurden Versetzung und Schleppung der Schichten, Lage und Einfallswinkel der Verwerfungen und ihrer Harnische und die Lage von Fiederspalten ausgewertet. Der Verwerfungsbetrag war selten meßbar, doch genügen zum Erkennen des Bewegungssinnes einzelne dieser Anzeichen. Durch die unzähligen Brüche sind die Falten in kleine Gräben, Horste und Einzelschollen zerlegt (Abb. 10). Diese Erscheinung ist besonders schön in den ziemlich flach liegenden Schichten der Sattelsüdflügel und in den Umbiegungen zu beobachten. Dabei wechselt Sinn, Richtung und Betrag der Verschiebung selbst bei nahe benachbarten Verwerfungen rasch. Die Harnischstreifen haben verschiedene Richtungen. So wird an der Eisenbahnbrücke über den Ahrbach bei Bahnhof Ahrdorf, am Bach, ein

Sattelsüdflügel mit einer leicht kennbaren Rotschieferbank von einer Nordstörung zerlegt, die 45° W fällt und von einer NW-Störung, die seiger steht. Die Zwischenscholle ist beiderseits um 1,5 m bei der Auffaltung zurückgeblieben, die Harnische jedoch fallen dort mit 25°, hier mit 70° nach Norden, so daß die meßbare Verschiebung um 45° voneinander abweicht.

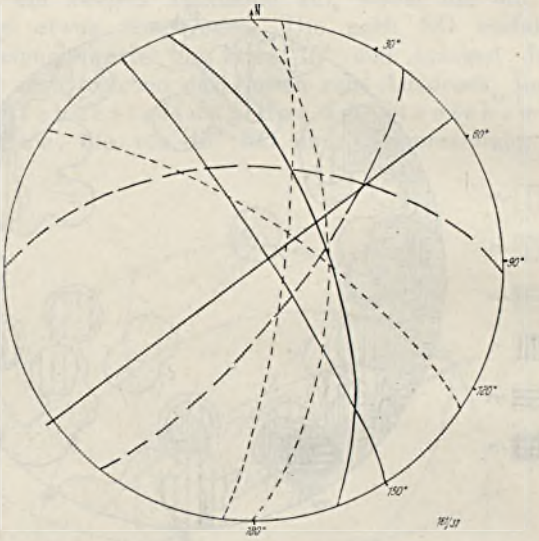


Abb. 9. Die Flächenpaare, die den Maxima von Abb. 8 entsprechen, zeigen ebenfalls symmetrische und antithetische Zuordnung zu den Faltenachsen

Im Zuge desselben nach Südwesten fallenden Sattels treten bei Bahnhof Ahrdorf staffelförmige Nordverwerfungen auf, die ebenfalls nach Westen versetzen. Parallel, aber in antithetischer Stellung zu diesen Bewegungsflächen, stehen kleine Verwerfungen, deren Kalkspatfüllungen mit Harnischen in derselben Verschiebungsrichtung versehen sind. Andere im Streichen der Faltung liegende Verwerfungen fallen in Richtung der Schichten südwestlich und versetzen entgegen der (schräg aufwärts nach NW gerichteten) Gesamtbewegung der Falte um Beträge von 10—15 cm.

In einem Sattel an der Mündung des Limbaches bei Antweiler welcher mit 40° gegen Südwesten fällt, streichen Verwerfungen radial und zerlegen ihn wiederum in Gräben und Horste, die ebenfalls die schräge aber ungleiche Aufwärtsbewegung erkennen lassen. Analoge Erscheinungen finden sich in einem flachen Ost-West streichenden Muldenstück nordwestlich Bahnhof Ahütte (Abb. 10). Dagegen finden sich in dem untertauchenden Sattel bei Kirmudscheid (Taf. 3 u. 4) neben synthetischen vorwiegend antithetische Nord- und Ostsüdost streichende, diagonal in der Falte stehende Verwerfungen, die also das tektonische Gefälle verflachen.

In der Zone flacher Achsenlage in der Umgebung von Hoffeld (Taf. 4) treten bezeichnenderweise Verwerfungen gegen streichende und seigere Klüfte zurück.

Weitere Beispiele und Einzelheiten ergeben sich aus den Karten (Taf. 3 u. 4).

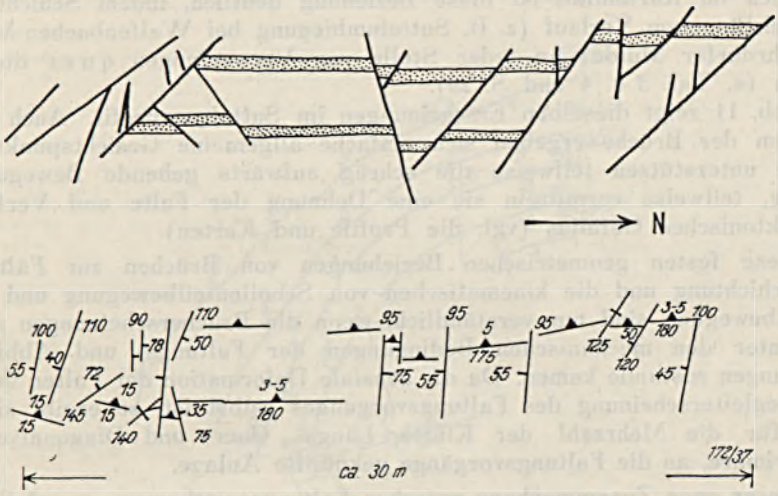


Abb. 10. Dehnende Brüche in einem flachen Muldentiefsten bei Ahütte

4. Alter der Brüche

Aus den beiden Spezialaufnahmen und den beiden Diagrammen, den eben genannten Einzelbeispielen und Karten ergeben sich einige einfache Gesichtspunkte:

Sechs Bruchsysteme sind an ihrer relativen Richtung zur Faltenachse zu erkennen. Die bedeutendsten unter ihnen teilen die Richtung der großen, schon bei der Kartierung hervortretenden Verwerfungen.

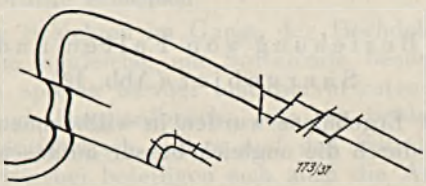


Abb. 11. Dehnende Brüche in einem Sattel bei Fuchshofen

Betrachtet man die Faltenachsen (Abb. 11 u. 12) als Bezugsachsen der Brüche, so gilt auch für das Gesamtgebiet die von der Spezialfalte von Ex-Mühle abgeleitete Systematik: Die Klüfte und Verwerfungen

stehen symmetrisch zur Achse der Falte, die sie durchsetzen, nehmen also an den Lage- und Formveränderungen dieser Achsen teil. Klüfte und Verwerfungen in antithetischer Stellung zur Faltenachse und zur Schichtung treten als bevorzugt hervor. Sehr häufig ist der Winkel zwischen Achse und Verwerfung, bzw. zwischen Schichtung und Verwerfung, 90°.

Auch im Kartenbild ist diese Beziehung deutlich, indem Schichtgrenzen von gekrümmtem Verlauf (z. B. Sattelumbiegung bei Wolfenbachen-Mühle in der Ahrdorfer Mulde) an jeder Stelle von Verwerfungen quer durchsetzt wurden (s. Taf. 3 u. 4 und S. 29).

Abb. 11 zeigt dieselben Erscheinungen im Sattelquerprofil. Auch für die Funktion der Brüche ergeben sich einfache allgemeine Gesichtspunkte: Die Brüche unterstützen teilweise die schräg aufwärts gehende Bewegung der Faltung, teilweise vermitteln sie eine Dehnung der Falte und Verflächung des tektonischen Gefälles (vgl. die Profile und Karten).

Diese festen geometrischen Beziehungen von Brüchen zur Faltenachse und Schichtung und die kinematischen von Schollenteilbewegung und Faltengesamtbewegung sind nur verständlich, wenn die Brucherscheinungen zur Zeit und unter den mechanischen Bedingungen der Faltungs- und Abbiegungsbewegungen zustande kamen. Da die achsiale Deformation der Falten ihrerseits eine Begleiterscheinung des Faltungsvorganges selbst ist, so ergibt sich also auch für die Mehrzahl der Klüfte, Längs-, Quer- und Diagonalverwerfer eine primäre, an die Faltungsvorgänge geknüpfte Anlage.

Dieser enge Zusammenhang zwischen Faltengesamtbewegung und Schollenteilbewegung macht auch die Seltenheit rein waagerechter und rein senkrechter Gleitspuren verständlich. Diese liegen vielmehr wesentlich in Richtung der Faltenbewegung und steigen mit dieser schräg nach Nordwesten an. Am flachsten liegen dementsprechend die Harnischstreifen auf den Quer- und den nordsüdlichen Diagonalverwerfungen. Noch mehr als anderes widerspricht dieser Befund einer sekundären und von der Faltung unabhängigen Entstehung der Brüche.

Die meisten Nordsüdstörungen im Devon der Eifel sind also schon im Gange der Faltung als eins der Systeme angelegt, in welchem sie als das eine (rechte) Diagonalsystem von Blattverschiebungen auftreten. Und zwar sind sie in Gewölben mit starker Achsenneigung am besten ausgebildet.

Woran das liegt, soll im folgenden noch untersucht werden.

5. Über die Beziehung von Falten und Brüchen im Saargebiet (Abb. 12)

Die geschilderten Ergebnisse wurden in willkommener Weise ergänzt, bestätigt und gesichert durch die ungleich besser aufgeschlossenen Beispiele des Saargebietes [5]).

Die zahlreichen, offenbar sehr sorgfältig gezeichneten Karten und Profile großen Maßstabes (1:10 000) lassen aus dem gesamten bergbaulich erschlossenen Bereich eine Fülle von Einzelheiten und Einzelbeziehungen er-

5) Der neue, von französischer Seite herausgegebene Saaratlas, auf den sich das Folgende bezieht, erschien erst nach Abschluß meiner Arbeit.

kennen, die durch die Verfolgung durch mehrere Sohlen auch nach der räumlichen Seite gesichert wurden. Überall finden sich zwischen Faltung und Bruchbildung grundsätzlich die gleichen Verknüpfungen wie in dem Eifeler Gebiet: Es finden sich Längs-, Quer- und Diagonalbrüche, unter den letzten auch wiederum die Nordsüdbrüche. Auch hier stellen sich im abtauchenden Sattel teils radiale Brüche ein, und wiederum ist die Zerlegung besonders intensiv.

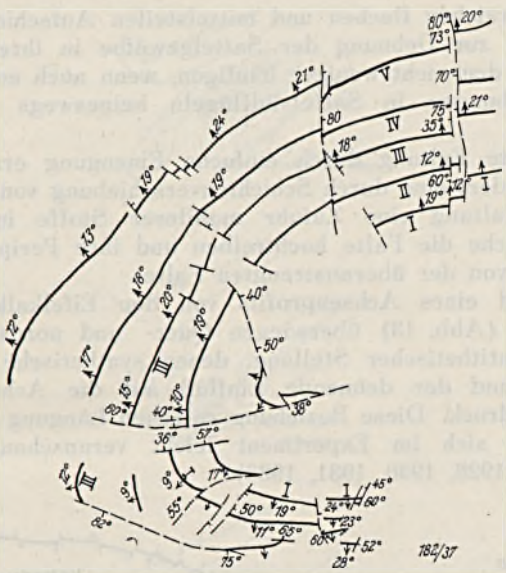


Abb. 12. Radial angeordnete Dehnungsbrüche im Südende des Saarbrücker Sattels, dargestellt an einem Flöz in Sohle I—V (Siviard & Friedel)

An der primären Zugehörigkeit der Brüche zu den Verbiegungserscheinungen kann angesichts der so klaren und lückenlosen Tatsachenbestände des Saargebietes kein Zweifel bestehen. Mit gleicher Sicherheit läßt sich auch im Saargebiet der primäre, mit der Faltung syngenetisch verbundene Dehnungseffekt der genannten Brüche ermessen.

Auch hier sind die Schichten im Gange der Hochdehnung des Faltenteils zerlegt worden und um ungleiche, am Sattelende besonders große Beträge gestiegen. Nordbrüche spielen hierbei eine hervortretende Rolle. Auch hier finden sich Längs- und Diagonalbrüche, die in beiden Faltenflügeln zur Faltenmitte einfallen, antithetisch stehen und das Sattelgewölbe auch in der Querrichtung dehnen. Hierbei beteiligen sich auch die Aufschiebung des Südflügels und die radial angeordneten Brüche.

Die Dehnung im Längsprofil ließ sich berechnen[6]), sie beträgt für eine Sattellänge von 35 km 2,5 km.

---

6) Schenk, E.: Zusammenhang von Bruchbildung und Faltung im Rheinischen Schiefergebirge. „Glückauf" Nr. 46, 1934.

6. Zur Mechanik der Verwerfungen

Das Auftreten von Quer-, Längs- und Diagonalverwerfungen im Faltengewölbe zeigt eine Zerlegung des letzteren an, welche ausweislich unserer Profile aus Dehnung hervorgeht. Dies gilt sowohl vom Längsprofil wie vom Querprofil. Auch im stratigraphischen Kartenbild ist diese Längung an einer Verschiebung der Schichtgrenzen zu erkennen, welche derjenigen im Profile ähnlich ist.

Auch die zahlreichen flachen und mittelsteilen Aufschiebungen in Sattelnordflügeln tragen zur Dehnung der Sattelgewölbe in ihrer Weise bei und stehen insofern zu den nicht weniger häufigen, wenn auch entgegengesetzt einfallenden Abschiebungen in Sattelsüdflügeln keineswegs in mechanischem Widerspruch.

Während glatte Faltung durch einfache Einengung erzeugt und erklärt werden kann, erfordert eine durch Schichtenverschiebung von der geschilderten Art gesteigerte Faltung eine Zufuhr mobilerer Stoffe in den Sattelkern. Diese sind es, welche die Falte hochtreiben und ihre Peripherie überdehnen. Alb. Heim sprach von der überanstrengten Falte.

Im Gesamtbild eines Achsenprofils von den Eifelkalkmulden ins tiefe Unterdevon hinein (Abb. 13) überwiegen Quer- und nordsüdliche Diagonalverwerfungen in antithetischer Stellung, denen synthetische Sekundärsprünge zugeordnet sind, und der dehnende Einfluß auf die Achsenlängskante anschaulich zum Ausdruck. Diese Beziehung zwischen Längung und antithetischer Bruchbildung läßt sich im Experiment leicht veranschaulichen und überprüfen (H. Cloos, 1928, 1930, 1931, 1933).

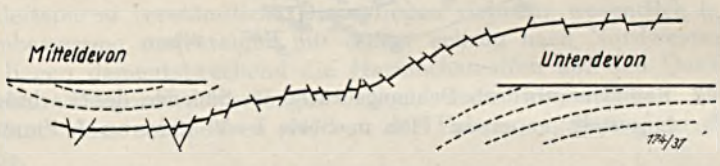


Abb. 13. Die dehnende und das Achsengefälle verflachende Bruchbildung am Ostrand der Nordsüdzone; schematisch

Wir verwenden diese Ergebnisse für die Analyse der Nordsüdzone: In der Eifel liegen Unter- und Mitteldevon im Streichen nebeneinander. Die bisherigen Auffassungen legen zur Erklärung synthetische Staffelbrüche dazwischen. Demgegenüber wurden im Gelände antithetische Abschiebungen festgestellt. Dieser Befund widerspricht der obigen Auffassung nicht nur direkt, sondern auch insofern, als er, wie wir eben sahen, eine Achsenlänge anzeigt, welche primär ist und also die Vorstellung einer achsialen Faltendepression unterstützt, ja fordert und damit große synthetische Brüche entbehrlich macht.

Hierzu noch einige Bemerkungen:

Zwischen der Basis des Mitteldevons und der Obergrenze der Siegener Schichten liegt eine Sedimentserie von 2000 m Mächtigkeit. Sie konnte lückenlos im Faltenlängsprofil durchmessen werden (Abb. 2). Hinzu kommt das Mitteldevon mit sicherlich 500 m Mächtigkeit. Diese 2500 m Sediment sind über den Siegener Schichten abgelagert worden. Heute liegen Siegener

Schichten und Mitteldevon bei knapp 5000 m seitlichem Abstand im selben Niveau. Wollte man diesen Höhenunterschied durch Verwerfungsbeträge erklären, so müßte sich dieser zu einer Sprunghöhe von 2500 m summieren. Dieser Betrag wird nur unerheblich vermindert, wenn man damit rechnet, daß schon im und nach dem Unterdevon gleichsinnige Höhenunterschiede bestanden und die Verteilung und Mächtigkeit der Ablagerungen beeinflußt haben.



Abb. 14. Die Verlagerung der Rotschiefer-Sedimentation im Unterdevon in der Eifel

VIII. Entwicklungsgeschichte der Nordsüdzone

Mit einer so frühen Anlage der Nordsüdzone ist in der Tat zu rechnen. In dieser Hinsicht ergeben sich Schlüsse aus den

1. Faziesverhältnissen

Die stratigraphische Forschung hat gelehrt, daß sich zur Zeit des Devons südlich der etwa von Aachen nach Südschweden hinziehenden Küste des Old-Red-Kontinentes eine Barre, die sogenannte Siegener Schwelle oder der Siegener Block, befand (Abb. 14). Wie aus der Mächtigkeit der Sedimente zu schließen ist, war dieses Gebiet im Untersten Devon sicherlich Synklinale, aus der sich in der folgenden Zeit die Schwelle entwickelte. Durch die Aufbeulung wurden die Sedimentationsverhältnisse (Kuckelkorn-Vorster [1926], Fuchs und Quiring [1933]) nördlich und südlich von ihr weitgehend diffe-

renziert. Aus der Verbreitung der roten Schiefer, die als küstennahe Ablagerungen aufgefaßt werden, läßt sich nun das Vorhandensein eines von Norden nach Süden verlaufenden Sedimentationsraumes in der Eifel verfolgen. Im Obersten Siegen — Untersten Koblenz wurden Rotschiefer in dem Flachwasserbecken zwischen Old-Red-Küste und der Siegener Barre im Bensberger Gebiet abgesetzt. Diese Fazies, der auch die Wahnbachschichten angehören, reicht linksrheinisch bis an das Westende der Siegener Schwelle, nördlich der Ahr. Hier fehlen zu Beginn des Unterkoblenz noch die roten Sedimente. Während nun die Wahnbachlagune verflachte, wurden die Rotschiefer zwischen dem Westende der Siegener Schwelle und dem Venn sedimentiert. Die Ostgrenze dieses Verbreitungsgebietes verläuft ungefähr von Euskirchen bis Daun, also fast genau von Norden nach Süden. Von der Südflanke der Siegener Schwelle her greift die Fazies mit Stadtfeldfauna ein. Im weiteren Verlaufe der Koblenzzeit wird sie langsam nach Süden abgedrängt, die Rotschiefer legen sich über sie und dringen dabei in die Bucht zwischen Eifeler und Siegener Hauptsattel (die zusammen in der Eifel die Siegener Schwelle bilden) nach Osten vor. Auch jetzt ist die Nordsüdzone Sedimentationsraum der Rotschiefer. Im Oberkoblenz zieht sich die Rotschieferablagerung mit dem Tieferwerden des Meeres wieder nach Norden zurück und erfüllt nur den nördlichen Teil der Nordsüdsenke und das Gebiet nördlich der Siegener Schwelle. Auch dem Kalkmeer des Mitteldevons scheint die Nordsüdzone vorgezeichnet gewesen zu sein. Sie wurde also möglicherweise schon so früh angelegt, daß sie die Faziesverhältnisse von Unter- und Mitteldevon mitbestimmen konnte. Die Siegener Schwelle teilte den rheinischen Sedimentationsraum in ein nördliches und südliches Becken, hielt den Transport der Rotschieferabschwemmungen vom Old-Red-Kontinent im nördlichen Becken auf und leitete ihn in die Nordsüdzone. Auf dem Scheitel und an den Enden der Siegener Schwelle verzahnen sich die so schwierig zu trennenden Sedimente des nördlichen und südlichen Beckens. Diese Erkenntnis dürfte von besonderer Bedeutung sein für die geologische Kartierung an den Enden der Schwelle (Eifel und Siegerland!), da einerseits das Ausstreichen der einzelnen Horizonte vom normalen Schichtstreichen abweicht, anderseits die differenzierte Sedimentation mannigfaltige Gesteine bedingt.

Die im Laufe der Devonzeit sich abspielenden Bewegungen gipfelten in der karbonischen Faltung, während deren sich mit Verengung des Raumes in der Horizontalen die großartige Verbiegung der Achsen in der Höhe vollzog (Abb. 15 a). Abtragung und Einebnung schufen die Schnittfläche, in der die mitteldevonischen Kalkmulden in nordsüdlicher Folge gestaffelt sind (Abb. 15 b).

2. Postkarbonische Entwicklung

Als tektonische Depression half die Nordsüdzone auch die heutige Depression vorbereiten. Einmal gab die Aufreihung differenter Gesteine Anlaß zu gesteigerter Ausräumung, welche sogar in der Buntsandsteinzeit vorhanden war und in der schwankenden Höhenlage der prätriadischen Dolomitflur zum Ausdruck kommt (Reuling, 1931). Transgrediert doch überdies die Trias mit immer jüngeren Stufen gegen die Ränder. Die Transgressionsfläche selbst kulminiert dabei über zwei große Unterdevonsättel, die die Nordsüdzone queren.

Die nach Stickel (1927) ältere und höhere der beiden tertiären Rumpfflächen liegt auf diesen, die Nordsüdzone querenden Sätteln, die jüngere und tiefere dagegen auf den Kalkmulden. Es ergibt sich, daß die paläozoische Struktur Vorbedingung für das mesozoische und heutige Relief war.

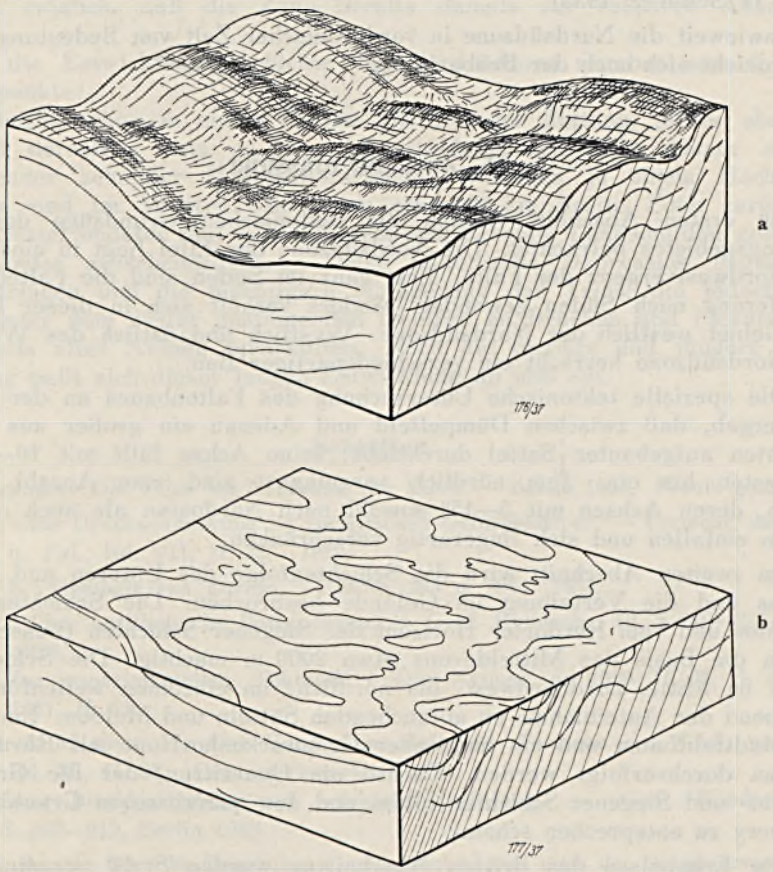


Abb. 15. Die nordsüdliche Kalkmuldenzone der Eifel a) vor und b) nach einer flächigen Abtragung. Blockdiagramm konstruiert nach den Achsenmessungen und der Karte. Zeichnung: G. Wandel

Zum anderen fehlt es aber auch nicht an Beweisen für posttriadische, wahrscheinlich tertiäre Weiterbildung der Depressionszone längs ihrer alten Grenzen. Dies sind die Erscheinungen, die von manchen Seiten in den Vordergrund gestellt und für die gesamte Ausgestaltung der Nordsüdzone verantwortlich gemacht worden sind. Solche posttriadischen Abbrüche und Flexuren sind von den Rändern der Mechernicher und der Trierer Bucht (nach Elberskirch, bzw. Leppla, Quiring u. a.) mit Sicherheit bekannt. Auch aus den lückenhaften Zwischenstücken sind gleichwegs Anzeichen hier und da bekannt.

Schließlich läßt sich die Nordsüdzone als Grenze von zwei großen Schollen aus der Verteilung der miozänen und diluvialen Vulkangebilde erkennen, insofern die letzteren von Osten her nirgends über den Westrand der Nordsüdzone hinausreichen (äußerster Vorposten bei Ormont). Nach Süden läßt sich die Grenze durch das Saargebiet bis in die Rhonesenke verfolgen (s. a. H. Scholtz, 1933).

Inwieweit die Nordsüdzone in vordevonischer Zeit von Bedeutung gewesen ist, entzieht sich noch der Beobachtung.

IX. Zusammenfassung

Im ersten Abschnitt werden die tektonischen Grundzüge des Untersuchungsgebietes betrachtet. Die Nordsüdzone der Eifel liegt in einem Gebiet mit Nordwestvergenz der Falte. Erst ganz im Süden sind die Falten und die Schieferung nach Süden gewendet. Anders verhält sich in dieser Beziehung das Gebiet westlich der Nordsüdzone. Westlich und östlich des Westrandes der Nordsüdzone herrscht ein verschiedenartiger Bau.

Die spezielle tektonische Untersuchung des Faltenbaues an der mittleren Ahr ergab, daß zwischen Dümpelfeld und Adenau ein großer aus Siegener Schichten aufgebauter Sattel durchzieht; seine Achse fällt mit 10—15° nach Südwesten hin ein. Ihm nördlich vorgelagert sind eine Anzahl kleinerer Falten, deren Achsen mit 5—15° sowohl nach Nordosten als auch nach Südwesten einfallen und sich fingerartig verschränken.

Im zweiten Abschnitt wird die Schichtenfolge des Unteren und Mittleren Devons und die Verteilung im Gelände besprochen. Die Schichtenfolge ist lückenlos und vom Herdorfer Horizont der Siegener Schichten (ausschließlich) bis an die Basis des Mitteldevons etwa 2000 m mächtig. Die Schichtbänder laufen im Mittel nordnordwest- bis nördlich; im einzelnen wellenförmig, entsprechend der Anteilnahme an abtauchenden Sätteln und Mulden. Ein Horizont mit Stadtfeldfauna und ein hangender Grauwackenhorizont mit Rhynchonellen konnten durchverfolgt werden. Ebenso ein Quarzitzug, der die Grenze von Koblenz- und Siegener Schichten bildet und den quarzitischen Grauwacken von Bensberg zu entsprechen scheint.

Die Ergebnisse des dritten Abschnittes wurden S. 18 zusammengefaßt. Sie beziehen sich auf den zweiten Abschnitt der Arbeit und behandeln die Lage der Faltenachsen und ihre Bedeutung für den Bau und die Mechanik der Nordsüdzone.

Im vierten Abschnitt wird die Beziehung der Brüche (Klüfte, Spalten und Verschiebungen) zu den Falten und ihrer Verformung behandelt:

Die meisten Brüche stehen in festen geometrischen Winkelbeziehungen zu den Achsen der Falten und zu den gefalteten Schichten. Danach ließen sich sechs Hauptbruchrichtungen unterscheiden. Mit der Verstellung der Faltenachsen ändert sich auch die absolute Stellung der ihr zugeordneten Brüche. Hieraus insbesondere erklärt sich die im Grundriß radiale Anordnung von Brüchen in den abtauchenden Faltenenden.

Die durch Verwerfungen begrenzten Teilschollen der Falten nehmen an der Aufwärtsbewegung der letzteren mit ungleichen Beträgen und Richtungen

teil. Aus der Summe aller Brüche einer Falte resultiert eine Dehnung derselben, die ihrerseits aus vermehrter Stoffzufuhr in den Sattelkern erklärt werden kann.

In einem fünften Abschnitt wurde versucht, einige fazielle Verhältnisse im Unterdevon für die ältere Geschichte der Nordsüdzone auszuwerten. Es erscheint möglich, daß die Zone bereits damals zur relativen Absenkung neigte.

Für die Entwicklungsgeschichte der Nordsüdzone ergaben sich folgende Gesichtspunkte:

Vielleicht schon in einem frühen Stadium der Faltung, sicher aber vor Abschluß derselben kam es zur Herausbildung deutlicher, immer stärker anwachsender achsialer Höhenunterschiede. Zwischen je einem Hochgebiet im Osten und im Westen blieb eine etwa 25 km breite Zone zurück, in welcher Sättel endeten und sich infolgedessen achsiale Längsmulden gestaffelt hintereinander zwischenordneten. Diese tektonische Depression begünstigte das Eindringen und die mächtigere Ablagerung der Trias, die jedoch auch später hinter dem weiter ansteigenden Gebirge an Brüchen und Flexuren von größtenteils alter Anlage zurückblieb. Noch die tertiäre und jüngere Formgestaltung paßt sich dieser langen Entwicklung an und ein.

Schriften

Blanckenhorn: Die Trias am Nordrand der Eifel. — Berlin 1885. Preuß. geol. L.-A.

Born, A.: Über Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper. — Fortschr. der Geol. u. Pal., Bd. VII, H. 22. 1929.

Bubnoff, E.: Geologie von Europa. — II, S. 295 u. 306. 1933.

Cloos, H.: Über antithetische Bewegungen. — Geol. Rundsch., **19**, S. 246—251, Berlin 1928.

— : Zur experimentellen Tektonik. — Die Naturw. Jg 1930 H. 31, H. 34 und 1931, H. 11.

Cloos, H. & Martin, H.: Der Gang einer Falte. — Fortschr. der Geol. und Pal., Bd. XI, H. 33. Deecke-Festschr.

— : Über Biegungsbrüche und selektive Zerlegung. — Geol. Rundsch., **24**, S. 203—219, Berlin 1933.

Ebert, A.: Bericht über die Begehungen vor, während und nach der Hauptversammlung in Koblenz. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, S. 663—669. Berlin 1930.

Fliegel, G.: Zum Gebirgsbau der Eifel. — Verh. d. Naturhist. Ver. d. Preuß. Rheinl. u. Westf., **68**, 489—504, Bonn 1914.

— : Die Entstehung der Niederrheinischen Bucht. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **22**, Berlin 1922.

Fuchs, A.: Sedimentations- und Faunenfolge im Unter- und Mitteldevon des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **85**, S. 455—457, Berlin 1933.

Henke, W.: Verbreitung und Ausbildung der Siegener Schichten in der Osteifel. — Geol. Rundsch., **24**, S. 187—203, Berlin 1933.

Kuckelkorn & Vorster: Das Gebiet der Blankenheimer, Rohrer und Dollendorfer Mulde in der Eifel. — Geol. Rundsch., **17 a**, (Steinmann-Festschr.) Berlin 1926.

LOSSEN, K. A.: Über das Auftreten metamorpher Gesteine in den alten paläozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion). — Sber. d. Ges. naturforsch. Freunde, Nr. 9, 1833 (s. a. Sitzung vom 17. III. 1885).

MEYER, H. L. F. & RAUFF, H.: Bericht über die Exkursion durch die Gerolsteiner und Prümer Mulde. — Ber. Vers. niederrhein. geol. Ver., Jg. 1911, S. 5—14 D, Bonn.

QUIRING, H.: Die Entstehung der Schollengebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **65**, S. 418—452, Berlin 1913.

— : Die Eifelkalkmulde von Ahrdorf. — N. Jb. f. Min. etc, Jg. 1914, I, S 61—92, Stuttgart 1914.

— : Über das Alter des Eifelgrabens. — Z. deutsch. geol. Ges., **66**, S. 277—283 B, Berlin 1914. (1914 b).

— : NW—NO-Schub im Koblenzer Pressungsgelenk des Rheinischen Gebirges — Jb. preuß. geol. L.-A., 4', I, S. 59—80, Taf. 11, Berlin 1928.

— : Die Fortsetzung des Siegener Hauptsattels in den Ardennen. — Z. deutsch. geol. Ges., **85**, S. 78—79, Berlin 1933.

— : Gab es im Unterdevon ein rotes Südland? — Z. deutsch. geol. Ges., **85**, S. 457—458, Berlin 1933.

REULING, H. TH.: Dolomitstudien im Devon der Eifel. — Senckenbergiana, **13**, S. 271—298, Frankfurt 1931.

RAUFF, H.: Entwurf zu einem geologischen Führer durch die Gerolsteiner Mulde. — Berlin 1911.

SCHULZ, E.: Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. — Jb. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1882. S. 158–248, Taf. 21—23, Berlin 1883.

SCHRIEL, W. & GROSS, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und Paläontologie des alten Unterdevons im südlichen Bergischen Lande. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **145**, Berlin 1933,

SIVIARD, E. & FRIEDEL, E.: Etudes des gîtes mineraux de la France. Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. — Atlas, Paris 1932.

STICKEL, R.: Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. — Beitr. zur Landeskunde der Rheinl., Leipzig 1927.

SCHENK, E.: Zusammenhang von Bruchbildung und Faltung im Rhein. Schiefergebirge „Glückauf", **70**, S. 1089—1093, Essen 1934.

SCHOLTZ, H.: Das varistische Bewegungsbild, entwickelt aus der Inneren Tektonik eines Profils von der Böhmischen Masse bis zum Massiv von Brabant. — Berlin 1930.

— : Die Tektonik des Steinkohlenbeckens im Saar—Nahe-Gebiet und die Entstehungsweise der Saar—Saale-Senke. — Z. deutsch. geol. Ges., **85**, S. 316—382, Berlin 1933.

VAN WERVEKE, L.: Die ursprüngliche Umrandung der Trierer und Luxemburger Bucht und die Versandungen im Lias innerhalb dieser Bucht. — Ber. ü. d. Vers. d. niederrhein. geol. Ver., Jg. 1910, S. 37—47 D, Bonn 1910.

Urschrift eingegangen am 15. Februar 1936
Druckauftrag erteilt am 3. Juli 1937

Zur Tektonik der Trias der Eifelsenke

Von Wilhelm Elberskirch, Geistingen (Sieg)

Hierzu Tafel 5 und 6 sowie 21 Abbildungen

Inhalt

Seite

Vorwort 38

A. Die Tektonik der Triasbucht von Mechernich-Nideggen 39

I. Grundlagen 39

a) Tektonische Position 39

1. Eifelsenke 39

2. Niederrheinische Bucht 39

3. Triasbucht 39

b) Methode 40

c) Morphologie und Schichtenbau der Trias 40

II. Tektonische Beschreibung 44

a) Geometrie der Verwerfungen 44

1. Die Systeme 44

2. Erscheinungsweise 45

3. Horizontalverlauf 46

4. Anordnung 47

5. Streichrichtung 47

6. Unterscheidungsmerkmale 49

7. Neigungsrichtungen 51

8. Neigungswinkel und Schnittwinkel 51

9. Verschiebungssinn 54

10. Relatives Alter 54

11. Beziehungen zur Schichtlage 55

b) Mechanische Begleiterscheinungen der Verwerfungen 55

1. Harnische 55

2. Zonen mit Durchbewegung 55

3. Fiederspalten und Hyperbelsprünge 56

c) Regionale Verbreitung der Verwerfungen 58

d) Die Klüftung 61

1. Erscheinungsweise 61

2. Horizontalverlauf 61

3. Verbreitung und Beziehung zu den Verwerfungen 61

III. Tektonische Analyse 62

Seite

a) Grundlagen 62
1. Charakter der Tektonik 62
2. Hilfsmittel der Analyse 62
b) Die Mechanik der Störungssysteme 63
1. Die Blattverschiebungen 63
2. Die Randstörungen der Niederrheinischen Bucht 65
3. Die Mechernicher Störungen 66
4. Die Fiederspalten 66
Gewöhnliche Fiederspalten 67
Hyperbelsprünge 67
5. Die Klüftung 67
6. Mechanische Beziehungen der Störungssysteme zueinander 67
IV. Die Tektonik und die Bleierze von Mechernich 70
a) Die Verbreitung des Erzes 70
b) Das relative Alter 71
c) Die Entstehung der Erzführung 72
B. Zur Tektonik der Trierer Bucht 73
a) Einführung 73
b) Störungssysteme 73
1. Längsstörungen 74
2. Blattverschiebungen 75
3. Querstörungen 75
4. Klüftung 75
C. Gegenseitige Beziehungen und relatives Alter der Tektonik am Nord- und Südrande der Eifel 76
D. Die Einordnung in größere geologische Zusammenhänge 76
Zusammenfassung 77
Schriften 78

Vorwort

Die Trias der Eifelsenke ist schon von vielen Forschern eingehend geologisch untersucht worden, wobei der im Buntsandstein der Nordeifel seit den ältesten Zeiten umgehende Bleibergbau eine besondere Rolle spielt. Die durch diesen Bergbau geschaffenen ausgezeichneten Aufschlüsse berechtigen zu der Hoffnung, durch eine tektonische Spezialuntersuchung auf einem bisher nicht beschrittenen Wege zu neuen Erkenntnissen über die Stellung der Trias innerhalb der Nordsüdzone der Eifel zu gelangen. Darüber hinaus bestand die Möglichkeit, die Natur der Lagerstätten nach neueren tektonischen Methoden zu untersuchen.

Herr Professor Cloos regte mich zu dieser Arbeit an. Ihm, sowie Herrn Dr. Scholtz und Herrn Dr. Kienow danke ich recht herzlich für das ständige Interesse und die ständige Unterstützung, die sie mir zuteil werden ließen. Einen Teil der Aufnahmen im Gelände machte ich zusammen mit Herrn cand. geol. G. Wandel, dem ich für seine Mitarbeit freundschaftlich danke. Gerne

gedenke ich auch der freundlichen Aufnahme, die mir seitens der „Gewerkschaft Mechernicher Werke" dortselbst zuteil wurde. Herr Direktor Joesten und Herr Dipl.-Ing. Schmitz unterstützten mich mit ihrer bergmännischen Erfahrung. Herr konz. Markscheider Schwambach machte mir das sehr wertvolle Material der Grubenkarten und Markscheiderprofile zugänglich und beriet mich bei deren Bearbeitung. Unter Führung von Herrn Steiger Korth lernte ich die Grubenfelder von Virginia unter Tage kennen.

Allen diesen Herren spreche ich meinen wärmsten Dank aus.

A. Die Tektonik der Triasbucht von Mechernich - Nideggen

I. Grundlagen

a) Tektonische Position

Die Westhälfte des Rheinischen Schiefergebirges wird von zwei Depressionszonen durchzogen:

1. Die Eifelsenke, bekannt durch ihre Mitteldevonmulden, zieht von Süden aus der Gegend von Trier und Saarburg nach Norden quer über die Eifel und taucht bei Düren unter die Niederrheinische Bucht. In ihr sind Schichten der Trias erhalten geblieben. Von Süden her ziehen sie aus Luxemburg und Lothringen in der Trierer Bucht weit in die Eifelsenke hinein. Der Buntsandstein schiebt sich sogar in einigen isolierten Flecken bei Gerolstein bis auf die Wasserscheide hinauf. So stellt er die Verbindung her mit dem nördlichen Triasgebiet der Eifelsenke, der Bucht von Mechernich—Nideggen, von der aus ebenfalls zuerst der Hauptbuntsandstein bei Blankenheim und Schmidtheim, dann übergreifend der Röth bei Hillesheim bis auf den höchsten Punkt der Senke hinaufreicht (Blanckenhorn, 1885, S. 122). Ihr nördliches Ende ist unbekannt, wahrscheinlich setzt sie sich aber samt der Trias unter der Niederrheinischen Bucht nach Norden fort (G. Fliegel, 1932, S. 304).

2. Die Niederrheinische Bucht dagegen bildet einen Nordwest—Südost gerichteten Einbruch ins Schiefergebirge. Über kurze Stufen steigen die Ränder der Kölner und Roer-Erft-Bucht schnell zu den Höhen des Schiefergebirges hinauf. Die Ränder der Bucht konvergieren gegen Südosten. Die Randverwerfungen im Osten und Westen verlaufen jedoch fast parallel und sind zur Gesamterstreckung der Ränder gestaffelt angeordnet (G. Fliegel, 1922). Die Ebenen zwischen den Rändern und dem Vorgebirge verhüllen ein an unzähligen nordwestlichen Verwerfungen zerschertes Schollenland. Die einzelnen Schollen bilden ein vielfältiges Nebeneinander von Horsten und Gräben und sind nach Nordwesten etwas geneigt (G. Fliegel, 1922, S. 144). Außer den nordwestlich streichenden Verwerfungen treten besonders im Gebiet der Schollen von Erkelenz—Grevenbroich ostwestlich streichende Störungen auf.

3. Dort wo sich die Eifelsenke zwischen Euskirchen und Düren mit der Niederrheinischen Bucht überschneidet, liegt die Triasbucht von Mechernich—Nideggen. Sie vereinigt in sich die Tektonik der Eifelsenke und der Niederrheinischen Bucht.

b) Methode

Zur tektonischen Analyse der Triasbucht wurden folgende Arbeiten ausgeführt:

Der südliche, bisher noch nicht aufgenommene Teil der Bucht wurde im Maßstab 1:25 000 kartiert.

Der Südostrand zwischen Kall und Satzvey und der Westrand zwischen Kall und Kufferath wurde nach den von H. Cloos und seiner Schule ausgearbeiteten Methoden spezial-tektonisch aufgenommen und zwar wurden sämtliche Aufschlüsse, besonders aber die großen Tagebaue des Mechernicher Bergbaugebietes mit Kompaß und Meßband vermessen, die tektonischen Merkmale (Verwerfungen, Rutschstreifen, Klüfte) in eine Ebene projiziert und in Karten im Maßstab 1:400 zusammengestellt. In gleicher Weise wurden Profile aufgenommen, zu denen noch einige Markscheiderprofile hinzutreten. Weiterhin stellte ich im Maßstab 1:4000 eine tektonische Karte des gesamten Mechernicher Grubengebietes, in erster Linie nach den von der „Gewerkschaft Mechernicher Werke" zur Verfügung gestellten Grubenkarten 1:1000 her, aus denen ich die großen Verwerfungen übernahm, wobei die verschiedenen Abbausohlen in eine Ebene projiziert wurden, jedoch so, daß jede Verwerfung nur einmal erscheint. Bei der Steilheit der Störungen und der geringen Mächtigkeit des Abbaugebietes (etwa 60—70 m) ergab diese Methode keine Schwierigkeiten. In diese Karte, die sich vor allem auf die jetzigen und früheren unterirdischen Abbaue erstreckt, wurden die von mir aufgenommenen Karten der Tagebaue übertragen. So entstand ein übersichtliches tektonisches Bild. Nach meiner Schätzung ist darin etwa die Hälfte oder doch zum mindesten ein Drittel aller zwischen Kalenberg und Mechernich vorkommenden Störungen erfaßt.

Zum Zwecke eines Vergleiches wurde die Trierer Bucht in gleicher Weise, jedoch weniger eingehend, untersucht.

Das gewonnene Material (etwa 1200 Verwerfungen und 2000 Klüfte) wurde nach mechanisch-genetischen Gesichtspunkten geordnet. Unter Zuhilfenahme der Cloos'schen Tonexperimente konnte die Bedeutung der einzelnen Systeme geklärt und der Versuch gemacht werden, die gesamten Beobachtungen in ein einheitliches Bewegungsbild einzuordnen. Außerdem konnten enge Beziehungen zwischen der Tektonik und der Erzführung des Mechernicher Bergwerksgebietes nachgewiesen und ein Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Mechernicher Lagerstätte geliefert werden.

c) Morphologie und Schichtenbau der Trias

Die Trias am Nordrande der Eifel schiebt sich keilförmig von Norden her in die Eifelsenke hinein. Der Westrand verläuft ungefähr geradlinig von Kufferath im Norden entlang dem Roertale über den Kermeterwald nach Kall im Süden. Der Südostrand folgt von Kall nach Satzvey dem Streichen des Devons und der Nordostrand bildet den Rand der Eifel gegen die Niederrheinische Bucht. Nur einige isolierte Flecken Buntsandstein liegen außerhalb dieses Dreiecks. Morphologisch bildet das ganze Gebiet eine flache Senke, die von bewaldeten Höhen umrahmt wird. Nach Nordosten öffnet sie sich über ein flachwelliges Hügelland zur Niederrheinischen Bucht. Entsprechend geht auch die Entwässerung nach Nordosten zum Rhein, wobei der östliche

Teil der Umrandung, der Commerner Horst, vom Bleibach durchbrochen wird. Nur die Urft und die Roer wenden sich entlang dem Westrande meist außerhalb des Triasgebietes nach Norden und dann nach Westen zur Maas.

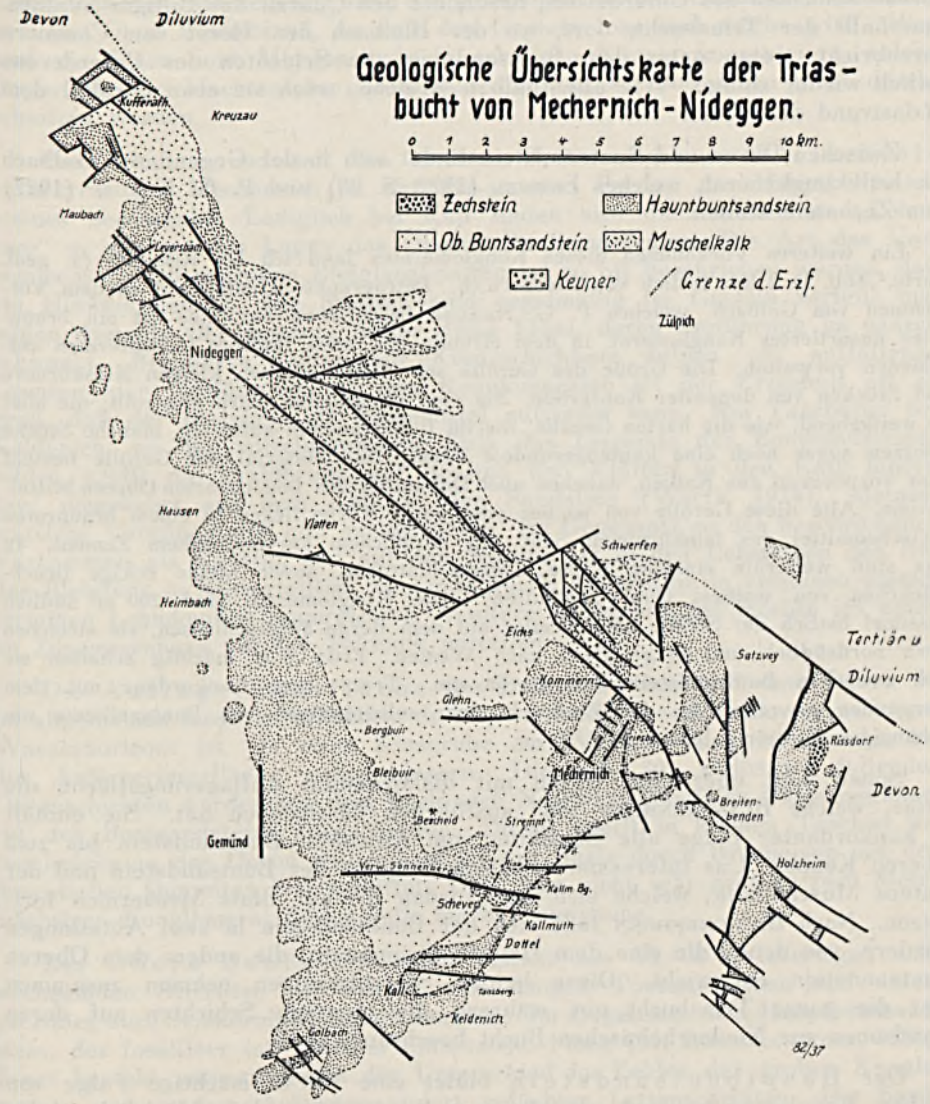


Abb. 1

Die ganze Triasbucht ist in die devonischen Schichten der Nordeifel eingebettet, an deren Aufbau sich verschiedene Stufen des Unter- und Mitteldevons beteiligen. Das Mitteldevon der Sötenicher Mulde tritt jedoch nur auf engem Raume zwischen Rinnen und Kallmuth an den Rand der Trias

heran. Am Westrande finden wir von Norden nach Süden immer jüngere Schichten des Unterdevons, die, wie überall in der Nordeifel, mit 50—60° streichen und stark zusammengefaltet sind (W. Wunstorf, 1931). Im Osten zwischen Kallmuth und Satzvey transgrediert der Buntsandstein über die oberen Schichten des Unterdevons, besonders den Quarzit des Billiger Waldes. Innerhalb der Triasbucht, dort, wo der Bleibach den Horst von Commern durchbricht, treten unter dem Buntsandstein die Schichten des Unterdevons örtlich wieder zutage. Wie allenthalben streichen auch sie etwa parallel dem Südostrand der Trias.

Zwischen Devon und Buntsandstein findet sich in der Gegend von Golbach ein Kalkkonglomerat, welches Fliegel (1922, S. 25) und P. G. Krause (1922) zum Zechstein stellen.

Ein weiteres Vorkommen dieses Konglomerates fand ich bei Rissdorf (s. geol. Karte, Abb. 1) 4 km östlich von Mechernich. Petrographisch entspricht es dem Vorkommen von Golbach, welches P. G. Krause beschrieben hat. „Es ist ein braunrotes unsortiertes Konglomerat, in dem eirunde und auch flachere Geröllformen entschieden vorwalten. Die Größe des Gerölls schwankt zwischen kleinen Kieskörnern und Stücken von doppelter Kopfgröße. Sie sind verschieden stark abgerollt, nie aber so weitgehend, wie die harten Gerölle, die im Buntsandstein auftreten, manche Stücke besitzen sogar noch eine kantengerundete Form. Das Material der Gerölle besteht ganz vorwiegend aus Kalken, daneben auch Dolomiten des benachbarten Oberen Mitteldevons. Alle diese Gerölle von weißer oder heller Farbe liegen in einem braunroten Zwischenmittel aus feinkörnigem Sand mit reichlichem karbonatischem Zement. In ihm sind weiterhin einzelne weiße Glimmerblättchen, sowie kleine eckige Bruchstückchen von weißem Quarz enthalten". Die Konglomerate sind 200 m südlich Rissdorf östlich der Straße nach Weiler auf dem Berge aufgeschlossen, sie streichen etwa nordsüdlich und fallen flach nach Westen. Etwa 5 m mächtig schalten sie sich zwischen Buntsandstein und Devon ein. Trotz ihrer Konkordanz mit dem Hangenden erwecken sie den Eindruck einer selbständigen von Buntsandstein unabhängigen Gesteinsfolge.

Sonst folgt über dem Devon mit diskordanter Auflagerungsfläche die Trias, welche Blanckenhorn 1885 ausführlich beschrieben hat. Sie enthält in konkordanter Folge alle Schichten vom Mittleren Buntsandstein bis zum Oberen Keuper. Uns interessieren jedoch lediglich der Buntsandstein und der Untere Muschelkalk, welche sich von Norden bis auf Blatt Mechernich fortsetzen. Nach Blanckenhorn läßt sich der Buntsandstein in zwei Abteilungen gliedern, von denen die eine dem Hauptbuntsandstein, die andere dem Oberen Buntsandstein entspricht. Diese beiden Schichtgruppen nehmen zusammen fast die ganze Triasbucht ein, während die jüngeren Schichten auf deren Randzonen zur Niederrheinischen Bucht beschränkt sind.

Der Hauptbuntsandstein bildet eine 120 m mächtige Folge von groben Konglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen. Die Mächtigkeit der Konglomeratbänke und die Größe der Gerölle, die meist aus unterdevonischen Quarziten und Sandsteinen bestehen, nimmt von Südwest nach Nordost ab. Während am Tanzberge bei Keldenich und am Kallmuther Berge Gerölle von 40 cm Durchmesser nicht selten sind, haben sie am Griesberge und bei Satzvey nur mehr das Aussehen gewöhnlicher Schotter. Ihr Bindemittel ist sandig und oft eisenschüssig. Die Sandsteine bestehen aus gerundeten hellen

Quarzkörnern, die durch ein braunes, eisen- und manganhaltiges Bindemittel verkittet sind. An einigen Stellen, so besonders am Kallmuther Berge sind sie diagenetisch durch Kieselsäure verfestigt, so daß sie hier dem Bergbau Schwierigkeiten bereiten. An anderen Stellen, z. B. in den nordöstlichen Tagebauen von Mechernich, sind die Konglomerate und Sandsteine gebleicht und fast ohne Bindemittel, so daß das Gestein lose und mürbe wird. Hier sind die Eisen- und Manganoxyde in schaligen Kugeln konzentriert, welche jünger als die Mechernicher Störungen sind, da sie von jenen nicht durchschnitten werden.

Das bekannte und seit den ältesten Zeiten abgebaute Bleierzvorkommen von Mechernich ist auf die unteren Partien des Hauptbuntsandsteines beschränkt. Lediglich bei Kall finden sich die sogenannten „Lehmerze" in den unteren Lagen des Oberen Buntsandsteines. Die Art des Vorkommens in erbsengroßen Bleiglanzknotten ist so oft beschrieben worden, daß ein Hinweis genügt. Die Knotten sind regelmäßig im Gestein verteilt und bilden drei bis vier mehrere Meter dicke Flöze, deren Erzführung im ganzen schwankt. Besonders Letten mit Kreuzschichtung bilden oft auffallende Grenzen der Erzführung. In den Konglomeraten ist der Erzgehalt oft so groß, daß der Bleiglanz als Bindemittel auftreten kann. Am Tanzberge bei Keldenich, wo der mitteldevonische Kalk das Liegende des Buntsandsteines bildet, greift die Erzführung auf Spalten und Klüften in den Kalk hinein, bzw. umgekehrt aus dem Kalk in den Sandstein (Witte, 1914). Metasomatische Vorgänge sind hier nachgewiesen. Im Gegensatz zu den beschriebenen Vorkommen als Knotten und auf den Spalten ist in den Lehmerzen des Röt der Bleiglanz in feinverteiltem Zustande durch Adsorption in einzelnen nierenförmigen Lehmknollen angereichert. Weitere Beobachtungen möchte ich unten im Zusammenhang mit der Tektonik mitteilen.

Die Auflagerungsfläche des Buntsandsteines auf dem Devon ist im allgemeinen leicht zu erkennen, da sie, wie leicht verständlich, ein wichtiger Wasserhorizont ist. In einer Kiesgrube am Wasserwerk Breitenbenden ist die Auflagerungsfläche aufgeschlossen. Die mit 30° südöstlich fallenden Devonschichten werden von dem flach nach Nordwest geneigten Basiskonglomerat des Buntsandsteins abgeschnitten. Dieses greift in kleinen Taschen unregelmäßig in das Devon ein und ist an der Basis durch Brauneisen mit den devonischen Quarziten fest verkittet. Über dem nicht sehr groben, zwei Meter mächtigen Konglomerat folgen helle mürbe Sandsteine.

Der Obere Buntsandstein besteht aus 70—80 m mächtigen sehr wechselnden Schichten von Letten, feinkörnigen Tonsandsteinen und untergeordnet auch feinkörnigen Konglomeraten. Im Gegensatz zum Hauptbuntsandstein, der fossilleer ist, führt er eine reiche Flora (M. Blanckenhorn, 1886). Sonst besteht petrographisch der Unterschied im Fehlen der groben Konglomerate und in dem Auftreten violett gefärbter Lettenschichten. Die Sandsteine des Röt sind feinkörniger und glimmerführend mit einem tonigen Bindemittel, welches durch sein Auftreten in Form weißer Pünktchen dem Gestein ein charakteristisches Aussehen gibt. So lassen sie sich von den groben glimmer- und tonfreien Sandsteinen des Hauptbuntsandsteines unterscheiden. Aber trotzdem ist es schwer, die Grenze genau festzulegen, da sich am Übergang vom Hauptbuntsandstein zum Röt die 10 m mächtigen Zwischen-

schichten einschalten, in denen Schichten mit den Merkmalen des Hauptbuntsandsteins und des Röt miteinander wechseln. Ich legte die Grenze beider Schichtgruppen mit Blanckenhorn dahin, wo sich zum erstenmal Tonsandsteine einschalten. Somit werden die Zwischenschichten zum Röt gerechnet.

Der Muschelsandstein, 30—40 m mächtig, besteht aus dünnschieferigen dolomitischen Sandsteinen. Seine Grenze gegen das Röt wird durch das plötzliche Auftreten von Fossilien gekennzeichnet. Petrographisch ist der Übergang ein allmählicher. Die bunten Letten des Röt nehmen ab, während gleichzeitig die gelblichgrauen dolomitischen Sandsteine häufiger werden.

Die Lagerung der Trias stimmt mit der Morphologie weitgehend überein. Die Trias bildet eine große nach Norden geöffnete Schüssel, deren Boden flach liegt, deren Ränder jedoch nach Westen mit 5—15° und nach Südosten steiler mit 15—25° aufgebogen sind (s. Abb. 12). So streicht der Hauptbuntsandstein im Westen als breites Band, im Südosten als schmaler Streifen zutage aus und bildet mit seinen festen unfruchtbaren Konglomeraten die bewaldeten Randhöhen der Triasbucht. Nördlich von Mechernich springt er keilförmig in die Triasbucht vor und bildet von Verwerfungen begrenzt den Commerner Horst. Außer diesem zusammenhängenden Gebiet bildet der Hauptbuntsandstein noch einige isolierte Flecken einmal jenseits der Roer (Burgberg, Heidkopf, Roßberg) ferner im Osten (Breitenbenden, Rißdorf, Harzheim usw.).

Der Obere Buntsandstein ist der Hauptbuntsandsteinmulde schalenförmig eingelagert. Da er zumeist aus weichen Gesteinen besteht, verfiel er in stärkerem Maße der Abtragung und bildet heute die flachwelligen mit Ackerfluren bedeckten Senken im Inneren der Triasbucht. Sonst blieb er nur erhalten, wo er an Verwerfungen tief in den Hauptbuntsandstein eingesenkt ist, wie an der Sonnenberger, Dotteler und Keldenicher Störung und bei Holzheim. Das Röt liegt im allgemeinen flach, da es fern den aufgebogenen Rändern auf das Innere der Bucht beschränkt ist.

Der Muschelsandstein ist zusammen mit jüngeren Schichten dort erhalten, wo die Trias mit scharfer Flexur unter das Tertiär und Diluvium der Niederrheinischen Bucht untertaucht. An einer Verwerfung tritt er noch einmal etwas weiter südwestlich auf bei Vlatten, völlig vom Oberen Buntsandstein umgeben. Bei Commern erscheint er an einer 250 m verwerfenden Störung direkt neben Hauptbuntsandstein. Weitab von allen diesen Vorkommen bildet er eine kleine Insel über dem Oberen Buntsandstein an der Sonnenberger Verwerfung bei Scheven. Auch hier ist er dem Oberen Buntsandstein konkordant aufgelagert und fällt mit 10° gegen die Störung ein.

II. Tektonische Beschreibung

a) Geometrie der Verwerfungen

1. Systeme. Die Trias von Mechernich-Nideggen wird von vielen Verwerfungen durchsetzt, die sich nach Alter, Entstehungsart und Richtung drei Systemen zuordnen lassen.

Ich unterscheide:

1. Die Mechernicher Störungen,
   die in NO-Richtung die flexurartige Aufbiegung der Trias am Südostrande der Bucht begleiten und auf jene Zone beschränkt sind, in der der Bleierzbergbau umgeht, zwischen Kall im Südwesten und Commern im Nordosten.
2. Die Randstörungen der Niederrheinischen Bucht,
   die die Trias in einer NW—SO gerichteten Zone gegen die Niederrheinische Bucht abschneiden, aber auch abgeschwächt tief in die Triasbucht hineingreifen.
3. Die Blattverschiebungen,
   die in ihrer Verbreitung auf den SO-Rand der Bucht beschränkt sind.

2. Erscheinungsweise. Die Verwerfungen sind je nach dem Gestein, das sie durchschneiden, verschiedenartig ausgebildet.

1) Im Sandstein des Hauptsandsteins sind sie leicht erkennbar, besonders dort, wo er durch kieseliges Bindemittel verfestigt ist und kleine versetzte Konglomeratbänke die Sprunghöhe erkennen lassen. Im Tagebau „Kallmuther Berg", wo der Sandstein am meisten verkieselt und daher am härtesten ist, zeichnen sich die Verwerfungen am besten ab. Die Harnischbeläge sind hier am dicksten und schönsten.

2) In den mürben, zerreiblichen Sandsteinen der Gegend von „Bachrevier" findet man nur wenige Harnische, und die Verwerfungen sind meist daran zu erkennen, daß die Eisen- und Manganabsätze der auf den Verwerfungen zirkulierenden Lösungen als feste Rippen hervorstehen. Dieses ist besonders schön an den Verwerfungen zu beobachten, die man beim Abstieg vom Schafberg in den „Tagebau Bachrevier" überquert. Die Klüfte andererseits zeigen diese Erscheinungen in geringem Maße, wahrscheinlich weil sie weniger aushalten.

3) In den Konglomeraten sind die Störungen oft überhaupt nicht wahrnehmbar. Da diese im allgemeinen sehr grob und locker sind, verteilt sich die Verschiebung oft auf eine mehrere Dezimeter breite Zone, in der die Gerölle erhalten bleiben und die Verschiebungsfläche, in viele Äste aufgelöst, sich zwischen ihnen durchwindet. Die Gerölle sind dann bisweilen mit ihrer Längsachse in die Verschiebungsrichtung eingeschleppt und zeigen so die Verwerfung indirekt an (Abb. 2).

4) Sind die Konglomerate jedoch durch die sekundäre Ausfüllung aller Hohlräume mit Eisen- und Manganoxyden zu einem einheitlich festen Gestein geworden, so durchsetzen die Verwerfungen als ebene Flächen das ganze Gestein und durchschneiden auch die härtesten Gerölle (z. B. an der Nordseite des Tagebaues „Kallmuther Berg"). Die Hauptbewegungsfläche ist heute meist ein feiner, oft nur mm-breiter Spalt, in dem sich Brauneisen usw. abgesetzt hat. Auf diesem Spalt sitzt oft Weißbleierz, dessen Ausbildung in feinen Nädelchen zeigt, daß bei der Entstehung ein Hohlraum vorhanden war. Es ist wahrscheinlich, daß diese Hohlräume nur Unebenheiten der aneinander stoßenden Verwerfungsflächen ihre Ent-

stehung verdanken und nicht durchgehen. Offene Spalten von mehr als Millimeterbreite sind nie beobachtet worden. Wo heute solche vorhanden sind, sind es nur die Teile, die beim Anschießen als mürbe verwitterte Zerreibsel im Bereiche der Verwerfungen herausgefallen sind. Einige Meter weiter ist dann die fehlende Spaltenfüllung wieder vorhanden.

3. Horizontalverlauf. Über das Aushalten der Verwerfungen konnten nicht viele Beobachtungen gesammelt werden. Bei der großen Zahl der Störungen läßt sich selten nachweisen, ob und wie sie von Aufschluß zu Aufschluß zusammenhängen. Wo man jedoch einer Verwerfung Schritt für Schritt nachgehen kann, läßt sich feststellen, daß die Sprunghöhe bzw. die seitliche Verschiebung einen Maximalwert besitzt (Blattverschiebungen: 2,50 bis 5 m, Mechernicher Störungen: 5—6 m im Tagebau „Kallmuther Berg", an der Sonnenberger Randstörung 150 m (s. Taf. 5), an der Commerner

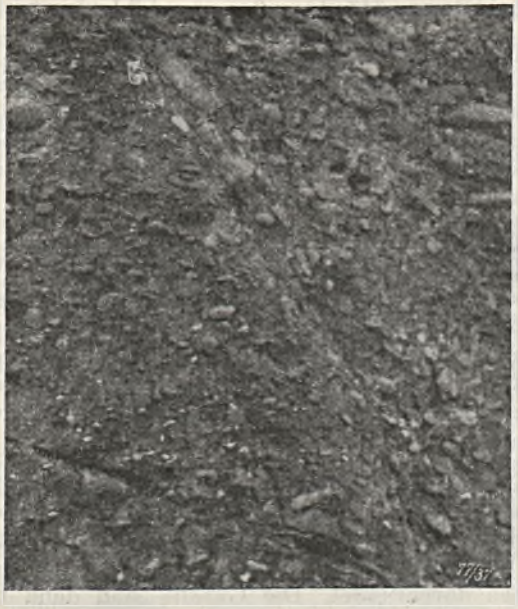


Abb. 2. Die Gerölle sind bisweilen mit ihrer Längsachse in die Verschiebungsrichtung eingeschleppt und zeigen so die Verwerfung indirekt an

Randstörung 200 m, der seitlich mehr oder weniger rasch abnimmt, bis die Störung völlig auskeilt. In gleichem Maße wie der Verschiebungsbetrag einer Störung geringer wird, gewinnt ein paralleler Bruch an Bedeutung, der schließlich die gesamte Aufgabe der ersten Störung übernimmt. Zwischen beiden Brüchen vermittelt ein stark zerscherter Streifen (Taf. 5 und Abb. 3). Im allgemeinen scheinen also die Störungen nicht über sehr große Strecken auszuhalten, wobei, wie leicht begreiflich, solche mit großer Sprunghöhe länger sind, als solche mit kleiner.

4. Anordnung. Die Störungen sind nicht gleichmäßig über das ganze Gebiet verteilt, sondern in Zonen geschart. Die Karten zeigen viele solcher Verwerfungsbündel, zwischen denen dann oft Gebiete ganz frei von Störungen sind.

5. Streichrichtungen. Diese Verwerfungsbündel verlaufen nicht geradlinig, sondern gewunden und verzweigt und vereinigen sich mehrfach, so daß sie von der mittleren Richtung ihres Systems örtlich um große Beträge abweichen. Auch die einzelnen Störungen verlaufen nie geradlinig, wofür die Spezialkarten eine Menge Beispiele zeigen. (Am SO-Rande des Tagebaues „Kallmuther Berg" [Taf. 5] wechselt eine große Störung ihre Richtung zwischen 45 und 65°. Am SO-Rand des Tagebau „Bachrevier" kann man die Windungen einer solchen Störung ebenfalls gut verfolgen). Dieser Wechsel im Streichen bei Verwerfungen und Verwerfungs-

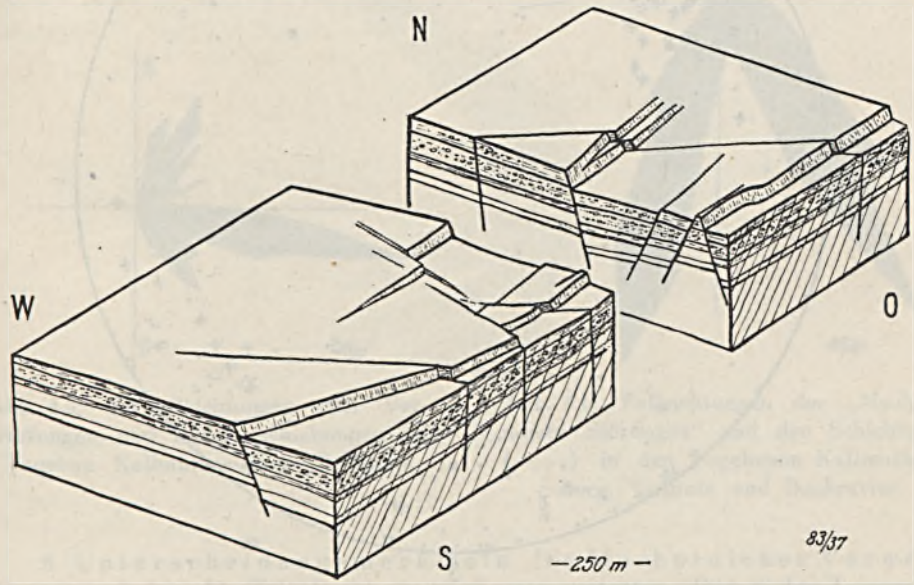


Abb. 3. Tagebau Kallmuther Berg. Würfeldiagramm nach Stach. Die Oberfläche ist eine Schichtfläche

zonen, die genetisch und dem Alter nach zu demselben System gehören, gehen oft so weit, daß man die Streichrichtung nicht mehr allein zur Unterscheidung der Systeme benutzen kann, will man nicht Gefahr laufen, genetisch verschiedenes zusammenzubringen und genetisch gleiches zu trennen[1]).

1) Schon Daubrée lehnte 1880 die Streichrichtung als Altersmerkmal der Verwerfungen ab.

Insgesamt streichen die Mechernicher Verwerfungen zwischen 5 und 85° (Abb. 4, 4a, Taf. 6). In kleineren Teilgebieten dagegen sind die Schwankungen viel geringer. So zeigen z. B. die Richtungsdiagramme für die einzelnen Tagebaue verschiedene Durchschnittsrichtungen; zu einem Diagramm addiert liefern sie die große, oben genannte Variationsbreite (Abb. 4—4e).

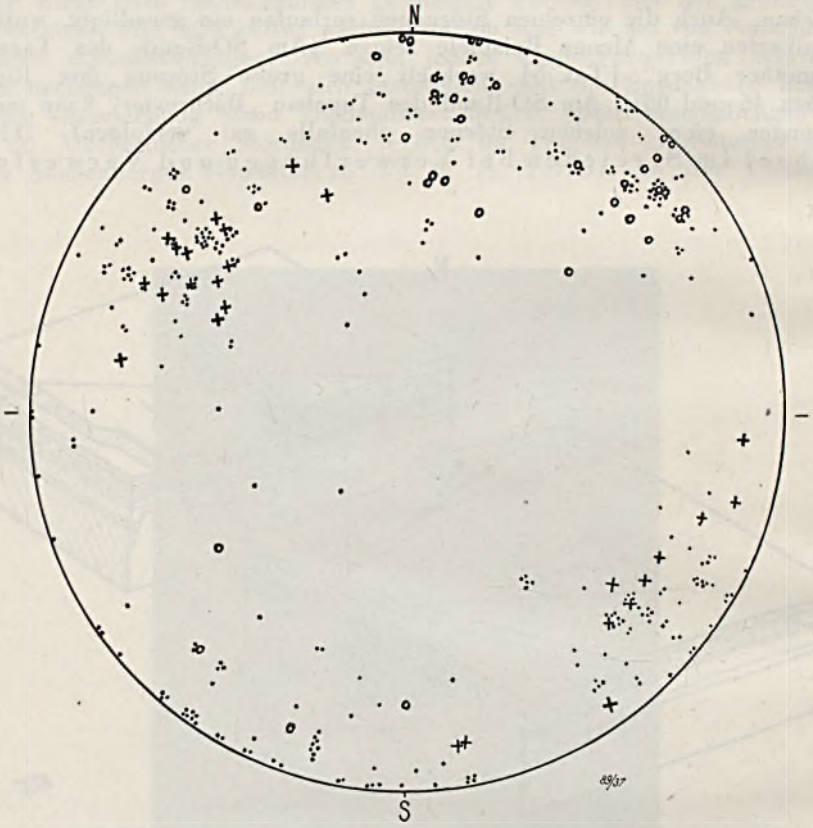


Abb. 4. Streichen und Fallen im Tagebau Kallmuther-Berg und Virginia in flächentreuer Azimutalprojektion. Verwerfungen: Kreuze; Blattverschiebungen: Ringe; Klüfte: Punkte

Die Randstörungen streichen zwischen 90 und 170°. Diese große Spanne wird dadurch hervorgerufen, daß die Randstörungen tief in die Triasbucht hineingreifen und sich ihrer Form anschmiegen, was eine Drehung von fast 90° erfordert. Also auch hier streichen die Verwerfungen nur auf engerem Raume einheitlich, schwanken im ganzen dagegen in weiten Grenzen.

Die Blattverschiebungen zeigen in sich zwei scharf getrennte Systeme. Die Fig. 4d zeigt das eine System zwischen 90 und 105°, das andere zwischen 130 und 145°. Das letzte streicht also genau in der

Maximalrichtung der Randstörungen, mit welchen sie jedoch, wie wir später sehen werden, genetisch nichts zu tun haben.

Die Richtung hat also als diagnostisches Merkmal geringere Bedeutung. Wir müssen uns nach anderen Kennzeichen zur Unterscheidung unserer Störungssysteme umsehen.

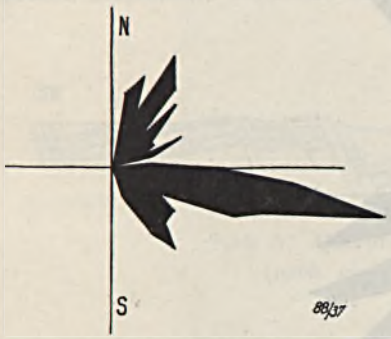


Abb. 4 a. Streichrichtungen aller Verwerfungen und Blattverschiebungen im Tagebau Kallmuther-Berg—Rabenley

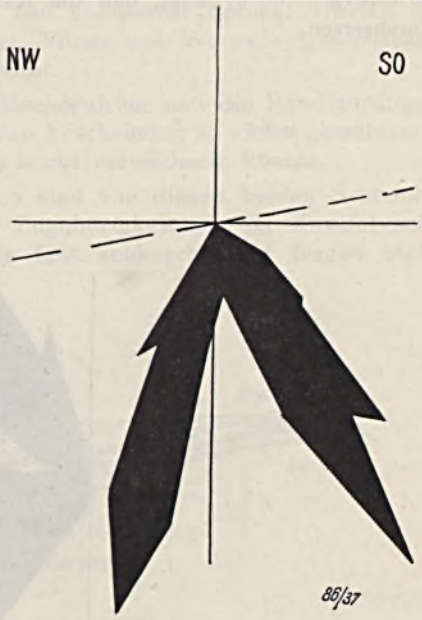


Abb. 4 b. Fallrichtungen der „Mechernicher Störungen" und der Schichtung (— —) in den Tagebauen Kallmuther-Berg, Virginia und Bachrevier

6. Unterscheidungsmerkmale. Die Mechernicher Verwerfungen sind in der Triasbucht am häufigsten vertreten. Ihre dichte Lagerung ist für sie sehr charakteristisch. Die Zone, welche über Virginiaschacht hinzieht, ist so dicht besetzt, daß auf 10 m Profil wenigstens eine Verwerfung kommt (Taf. 6). Eine ähnliche Anhäufung zeigt die schmale Störungszone, die sich bei Virginiaschacht abzweigt und über Bachrevier zum Pochwerk zieht. Entsprechend der großen Zahl verwerfen die Störungen im allgemeinen nur um geringe Beträge. Man findet solche von wenigen Zentimetern bis zu 8—10 Metern (Abb. 6, 7, 7 a). Verwerfungsbeträge von mehr als 10 m sind selten. Die größte Sprunghöhe, nämlich 18 m, weist die Störung auf, die am Südostrand des Tagebau Virginia etwa der Hochbahn parallel geht.

Auch die Randstörungen der Niederrheinischen Bucht treten in einzelnen Zonen auf. Die Karten (Taf. 6) lassen einige dieser Zonen erkennen, die zwischen der Sonnenberger Verwerfung und dem Tagebau Günnersdorf in NW—SO-Richtung die Mechernicher Störungen überschneiden. In

ihnen ist jedoch der Abstand der Verwerfungen viel größer als bei den Mechernicher Störungen.

Zwischen Virginiaschacht und Strempt ziehen z. B. vier Störungszonen in NW—SO-Richtung hindurch, welche nur je aus 1—5 Verwerfungen bestehen. Südwestlich vom Pochwerk verläuft auf breiter Strecke eine Zone von Randstörungen, die ebenfalls im größeren Abstande aufeinander folgen. Auch das NO—SW-Profil durch den Griesberg (Abb. 5) zeigt, daß die Randstörungen in weiterem Abstande die Trias durchsetzen.



Abb. 4 c. Streichrichtungen der Klüfte im Tagebau Kallmuther-Berg und Rabenley

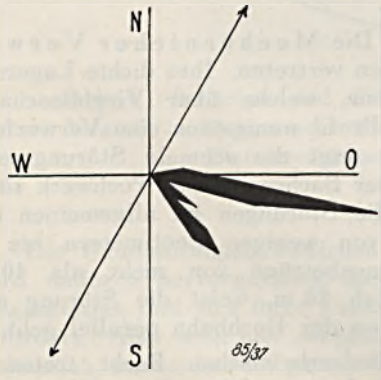


Abb. 4 d. Streichrichtungen der Blattverschiebungen im Tagebau Kallmuther-Berg

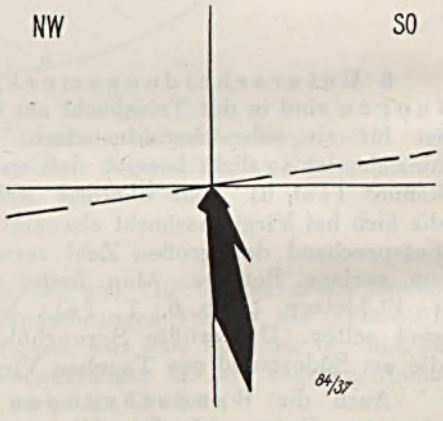


Abb. 4 e. Fallrichtungen der Blattverschiebungen und der Schichtung (— —) im Tagebau Kallmuther-Berg

Entsprechend der geringen Verteilungsdichte ist die Sprunghöhe der Randstörungen im Durchschnitt bedeutend größer als die der Mechernicher Verwerfungen. Während wir dort als Maximalwert 18 m beobachten, kommen hier Verwerfungsbeträge bis zu 100 und 250 m vor.

Die kleinsten Störungen sind aufgeschlossen in den Tagebauen am Griesberg und in Günnersdorf, die großen sind bereits durch die Kartierung erkannt worden, wie der Keldenicher, Dotteler, Sonnenberger und Commerner Sprung. Hierhin gehören auch die von Blanckenhorn, Holzapfel, Fuchs und Wolff aufgenommenen Störungen am Rande der Niederrheinischen Bucht.

Einzeln betrachtet haben dagegen die Mechernicher und die Randstörungen in der Art ihres Auftretens und ihrer äußeren Erscheinung so vieles gemeinsam, daß man sie trotz der genannten Merkmale leicht verwechseln könnte.

Die Blattverschiebungen jedoch sind von diesen beiden Systemen so sehr verschieden, daß man über ihre Zugehörigkeit nie im Zweifel sein kann. Im Gegensatz zu jenen stehen sie fast senkrecht und tragen stets ungefähr horizontale Rutschstreifen.

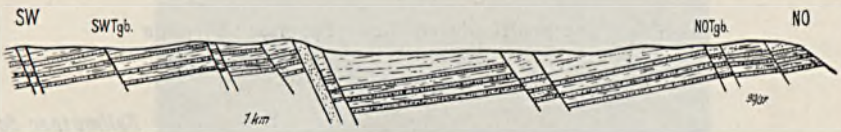


Abb. 5. Querprofil durch den Griesberg
(nach einem Markscheiderprofil)

7. Neigungsrichtung. Für die Neigungsrichtungen der Mechernicher Störungen bestehen keine Gesetzmäßigkeiten. Nordwestlich und südöstlich fallende, also in bezug auf die einseitige Schichtneigung syn- und antithetische Verwerfungen wechseln sich ab und sind in gleicher Menge vertreten. Auch Horste und Gräben alternieren demzufolge willkürlich (Abb. 6, 7, 8). An den Randstörungen der Niederrheinischen Bucht dagegen können wir Zonen unterscheiden, in denen fast alle Verwerfungen nach derselben Richtung einfallen, und zwar entgegen der Schichtneigung (antithetisch).

Zwischen Obergartzem und Roggendorf und in den Tagebauen am Griesberg fällt die Schichtung nach Südwesten, alle Verwerfungen einseitig nach Nordosten (Abb. 5). Jenseits der großen Commerner Störung wiederholen sich dieselben Verhältnisse im großen bis an den Rand der Niederrheinischen Bucht. Weiter nordwestlich, von Eicks bis an den Nordrand von Blatt Zülpich, sind die Schichten nach Nordosten geneigt, während die Störungen nach Südwesten einfallen (s. Profil E—M bei Blanckenhorn, 1885). Diese Zone verläuft weiter nach Südwesten durch die gesamte Triasbucht bis zur Sonnenberger, Dotteler und Keldenicher Störung.

Die Blattverschiebungen sind sehr steil, aber doch regelmäßig nach Südwesten geneigt (Fig. 4e).

8. Neigungswinkel und Schnittwinkel. Für das mechanische Verständnis der Verwerfungen sind neben ihrem Winkel gegen die Horizontale

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

(Fallwinkel) vor allem die relativen Winkel (Schnittwinkel) von Wichtigkeit. Dieser beträgt bei den Randstörungen im Mittel 35°, bei den Blattverschiebungen 40° und bei den Mechernicher Störungen 45°.[2]) Im einzelnen ist die Streuung größer als die Differenzen der angegebenen Mittelwerte.

Die Fallwinkel der Mechernicher Störungen und der Randverwerfungen stehen erfahrungsgemäß stets in bestimmter Beziehung zur Neigung der Schichten: Liegen diese waagerecht, so fallen beide Systeme gleich steil mit 65—70°, und ein Unterschied zwischen synthetischen und antithetischen

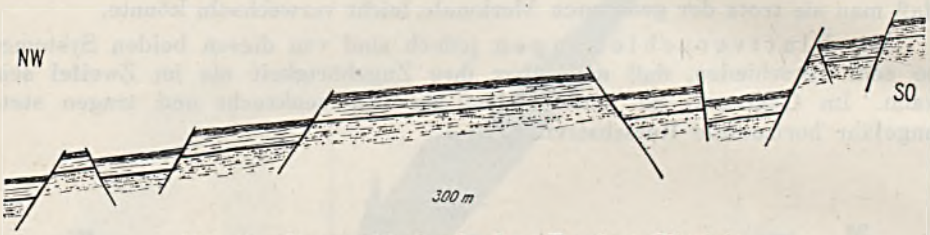


Abb. 6. Querprofil durch den Tagebau Virginia

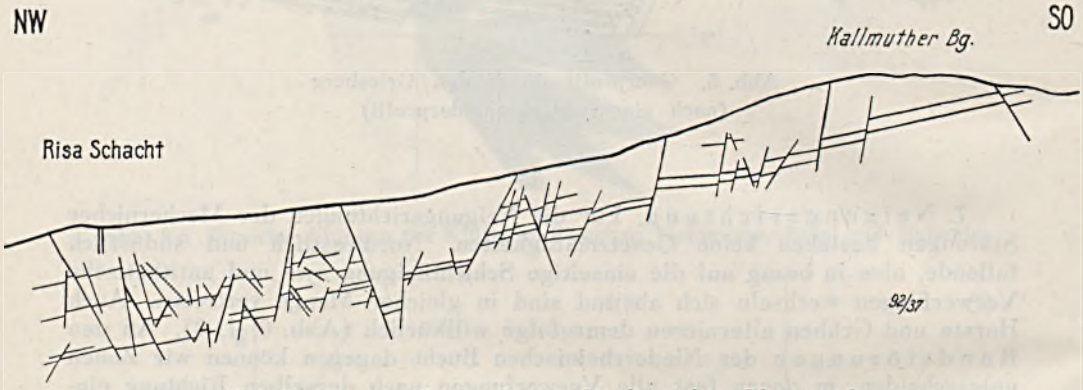


Abb. 7. Querprofil durch die Mechernicher Flexurstufe (nach einem Markscheiderprofil)

Störungen besteht nicht. Die Verwerfungen sind somit paarweise symmetrisch zur Schichtung eingeordnet. Diese Symmetrie zur Schichtung bleibt bestehen, auch wenn die Schichten sich neigen. Je steiler die Neigung der Schichten senkrecht zum Streichen der Verwerfungen ist, desto steiler stellen sich also die synthetischen, desto flacher die antithetischen Störungen (s. Abb. 4b u. 5—8).

2) Th. v. Kármán erhielt 1911 bei seinen Versuchen mit Sandstein unter entsprechenden hydrostatischen Drucken einen Winkel von 38°, bei Verwendung anderer Gesteine wesentlich andere Werte.

Im Profil am Wasserwerk Breitenbenden (Abb. 8) z. B. nehmen alle Verwerfungen an einer nordwestlichen Schichtkippung von 10° unter voller Wahrung der Symmetrie teil. Der Tagebau Virginia (Abb. 6) scheint bei flüchtigem Zusehen eine große einseitige tektonische Treppe zu bilden. Der Abbau geht von einer Sohle zur andern, jedesmal an einer synthetischen Verwerfung in fünf Stufen 90 m tief. Unten im Tagebau und oben auf der Spitze des Bleiberges stehen dieselben Konglomerate aus dem untersten sm an. Man übersieht jedoch leicht, daß auch antithetische Störungen mitwirken und daß das Absinken der Flöze und Konglomeratbänke nach Nordwesten mehr durch die Schichtneigung als durch die synthethischen Verwerfungen geschieht. Tatsächlich haben wir hier keine einseitige Treppe, sondern eine Menge kleiner und großer Horste und Gräben. Der unrichtige Eindruck wird dadurch vorgetäuscht, daß der Abbau gerade dort seine Strossen absetzen läßt, wo das Absinken der Flöze durch eine größere synthetische Störung verstärkt wird.

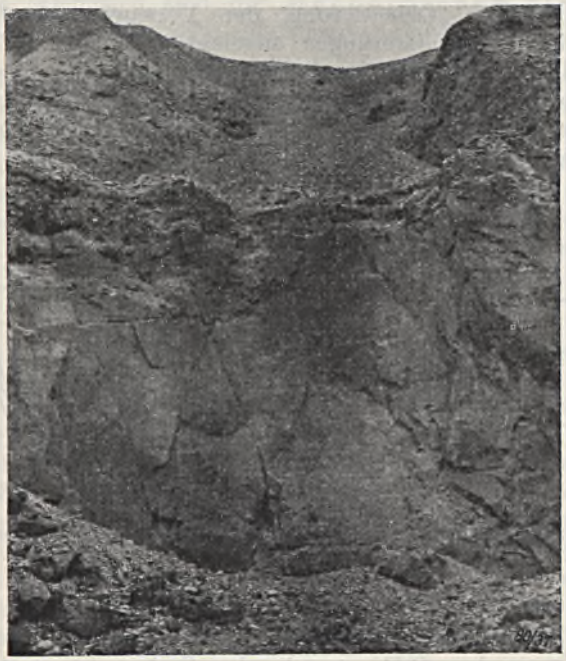


Abb. 7 a. „Mechernicher Verwerfungen" symmetrisch zur Schichtung. Tagebau Kallmuther-Berg. Blick nach Nordosten

Auch die Blattverschiebungen stehen zur Schichtung in bestimmten Beziehungen. Sie bilden mit ihr stets einen Winkel von etwa 90° (s. Abb. 4 e). Die Rutschstreifen auf den Blattverschiebungen stehen genau parallel zur Schichtung. Diese strenge Gesetzmäßigkeit hängt vielleicht damit

zusammen, daß die Blattverschiebungen nur auf geringmächtige Schichtpakete (z. B. nur auf Buntsandstein) beschränkt sind, so daß die Verschiebungen im Geleise der Schichten verlaufen. Eine Ausnahme machen die Blattverschiebungen im Tagebau Virginia, da an ihnen auch steile Verschiebungen stattgefunden und steile Streifen hinterlassen haben. Die flachen Streifen fallen hier abnorm steil (25°) nach Osten ein. Es ist wahrscheinlich, daß es sich um eine Kombination von Mechernicher Störungen mit Blattverschiebungen des normalen Typus handelt, möglicherweise auch um Randstörungen, auf denen nachträglich irgendwelche horizontale Bewegungen stattfanden, wie sie im folgenden Kapitel beschrieben werden.

Eine andere Art von Blattverschiebungen findet man im Norden der Trias in der Gegend von Nideggen, Maubach, Kufferath, wo nahe am Rande der Niederrheinischen Bucht die Randstörungen häufig auftreten und auch des öfteren aufgeschlossen sind. Auf diesen nordwestlich streichenden Verwerfungen findet man oft horizontale oder flach gegen Nordwest geneigte Gleitstreifen, jedoch nur auf solchen Störungen, die nach Nordost einfallen (s. a. Holzapfel, 1910). Die Orientierung der Verwerfungsflächen läßt keinen Zweifel, daß sie als Randstörungen angelegt sind und daß auf ihnen erst später auch solche flach nach Nordwest gerichteten Bewegungen stattfanden. Aus der Tatsache, daß die nordostfallenden Störungen bevorzugt werden, kann man schließen, daß der der Niederrheinischen Bucht zugewandte Flügel nach Nordwesten verschoben wurde.

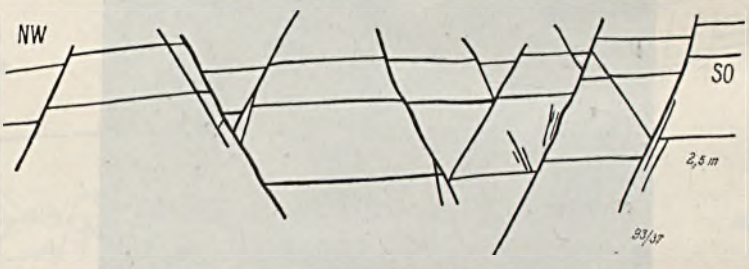


Abb. 8. Profil im Buntsandstein am Wasserwerk Breitenbenden

9. Verschiebungssinn. Der Verschiebungssinn der Blätter ist gesetzmäßig. Längs dem O-W streichenden System ist stets der Nordflügel nach Osten, bzw. der Südflügel nach Westen verschoben, während an den nordwestlich verlaufenden Brüchen der Nordostflügel nach Nordwest, bzw. der Südwestflügel nach Südost bewegt ist (s. Taf. 5). Bei den Mechernicher und Randstörungen erfolgt die Verschiebung stets in Richtung steilster Neigung, wobei der hangende Flügel abgesenkt wurde.

10. Relatives Alter. Zahlreiche Beobachtungen lehren, daß die Blattverschiebungen jünger sind als die Mechernicher Verwerfungen (s. Taf. 5). Stets werden diese von jenen durchschnitten und verschoben, nie umgekehrt. Die beiden Systeme der Blatt-

verschiebungen selbst scheinen dagegen gleichaltrig zu sein. Diese Annahme würde auch mit ihrer mechanischen Erklärung in Einklang stehen.

Es liegen nur zwei Beobachtungen vor. In der Mitte des Kallmuther Berg-Tagebaues zerschlägt sich eine Verschiebung des Ostwestsystems da, wo sie auf eine Nordwestverschiebung trifft, in viele kleine Störungen und biegt in diese ein. An einer andern Stelle weiter südwestlich, werden umgekehrt zwei Störungen des Nordwestsystems von zwei solchen des andern Systems abgeschnitten.

Über das Altersverhältnis der Blattverschiebungen zu den Randstörungen konnte ich, so wichtig es wäre, leider nichts beobachten. Das relative Alter der Randstörungen zu den Mechernicher Störungen dagegen kann im Tagebau Günnersdorf festgestellt werden. Hier überschneiden sich einzelne Verwerfungen dieser Systeme und zwar setzen die Randstörungen glatt durch, während die Mechernicher Verwerfungen zerschnitten werden. Demnach sind die Mechernicher Störungen vor den Randstörungen der Niederrheinischen Bucht angelegt.

11. Beziehungen zur Schichtlage. Die Mechernicher Verwerfungen sind in ihrer Verbreitung an die Zonen steilerer Schichtstellung gebunden, wie beispielsweise aus dem Profil Kallm. Berg — Risa Schacht zu ersehen ist. Wo die Schichten mit 10—18° nach Nordwesten einfallen, sind sie am stärksten von Verwerfungen durchschnitten. In dem Maße, wie sich die Schichtung weiter nordwestlich flach legt, verschwinden auch die Brüche. Verbiegung und Zerscherung sind zusammengehörige Folgeerscheinungen der Absenkung der Triasbucht.

b) Mechanische Begleiterscheinungen der Verwerfungen

1. Harnische. In den meisten Fällen ist die Verwerfung geschlossen und die beiden Flügel liegen fest gegeneinander. Die beiden Flächen der Verwerfung sind lückenlos mit Harnischen bedeckt. Sie sind spiegelglatt, glänzend und mit mehr oder weniger breiten und tiefen Riefen durchzogen. Die Harnische bestehen meist aus fein zerriebenem, zu einem gelblich weißen, spröden Gestein wieder verfestigtem Quarzmehl. Unter dem Mikroskop löst sich dies in kleine eckige Quarzsplitter auf. Zuweilen ist aber im Harnisch selbst die Zertrümmerung nicht stärker als in den umgebenden Gesteinspartien, so daß einzelne Quarzkörner an der Verwerfung einfach durchgeschnitten, aber nicht weiter zerstört sind.

2. Zonen mit Durchbewegung. Im festen roten Sandstein erscheinen die Querschnitte der Verwerfungen als millimeterbreite weiße Streifen. Oft häufen sich zahlreiche solche Linien, so daß breite, helle Bänder entstehen, durch deren Mitte die Verwerfung als glatter Harnisch hindurchzieht, während in den Randzonen Streifen intensivster Zertrümmerung und Durchbewegung mit weniger beschädigten Gebieten rhythmisch abwechseln. Im Dünnschliff erscheinen die weißen Streifen als feinkörnige Zerreibungszonen im gröberen Gestein. Sie versetzen nur um sehr kleine Beträge. Längs ihnen hat sich nie eine Trennungsfläche ausgebildet.

3. Fiederspalten und Hyperbelsprünge. Auch die Zonen zwischen den weißen Streifen sind besonders in der Nähe der Verwerfung von der Bewegung nicht völlig verschont geblieben. Nur wenige Quarzkörner blieben ganz heil, die meisten sind in mehrere Stücke zerschert und gegeneinander verschoben (Abb. 9). Die Entfernung der Bewegungsflächen voneinander ist daher geringer als der Durchmesser eines Quarzkornes. Sie sind untereinander parallel und sind zur Hauptbewegungsrichtung unter einem Winkel von 20° geneigt. Der hangende Flügel ist stets abgeschoben. Es handelt sich hier offenbar um Fiederspalten im Sinne von H. Cloos[3]). Aus der Anordnung dieser Spalten kann man wieder umgekehrt auf den Verschiebungssinn der Hauptbewegung schließen.

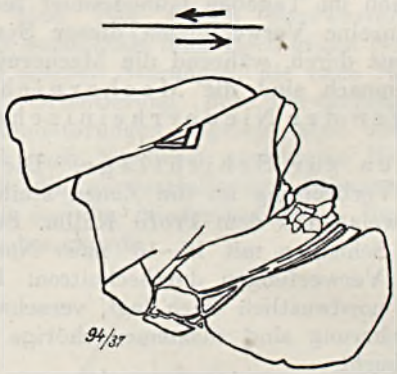


Abb. 9. In der Nähe der Verwerfungen sind die Sandkörnchen durch Fiederspalten zerschert. Die Pfeile zeigen die Bewegungsrichtung der Verwerfung (nach Schliff etwa 100 mal vergr.)

Diese kleinen Fiederspalten und mit ihnen die ganze Zone der Durchbewegung sind auf einen 1—2 cm breiten Streifen zu beiden Seiten der Verwerfung beschränkt.

In manchen Fällen, besonders an tiefgefurchten Verwerfungen, sind die Flächen solcher kleinen Fiederspalten so gekrümmt, daß die konkave Seite zur Bewegungsfläche zeigt und daß sie mit dieser hyperbel- oder parabelförmige Schnittkurven bilden (Abb. 10). Diese Kurven sind stets so orientiert, daß die Rutschstreifen ihrer Symmetrielinie parallel gehen, und daß die Scheitel der Kurven in die Bewegungsrichtung weisen. Im Querschnitt, senkrecht zur Hauptbewegungsfläche, setzen die Flächen geradlinig in das Gestein fort und heilen bald, oft schon nach wenigen Millimetern aus, genau wie die Fiederspalten. Oft lenken sie auch in Parallele zur Hauptverwerfung

3) Tektonik und Magma, Bd. I, 1922, S. 96. Exper. zur inneren Tektonik, Centralbl. f. Min., 1923, S. 614.

ein. Demnach unterscheiden sich diese Hyperbelsprünge [4]) von den Fiederspalten lediglich durch ihre Bogenform. Die besten Beispiele zeigt die große Blattverschiebung auf der Rabenley. Sie ist bedeckt mit solchen zungenförmigen Vertiefungen, die hier genau wie die Fiederspalten die Verschiebungsrichtung anzeigen.

Große Fiederspalten durchsetzen in größeren Abständen voneinander die weitere Umgebung der Verwerfungen.



Abb. 10. Hyperbelsprung

Zwei Beispiele seien besonders geschildert: In den Aufschlüssen an der Rabenley wird die Nordseite der großen Höhle von einer 95° streichenden Blattverschiebung gebildet. Sie wird von einer Unmenge Fiederspalten begleitet, die auf die unmittelbare Nähe der Verwerfung beschränkt sind. Fiederspalten und Blattverschiebung bilden im Streichen einen konstanten Winkel von 25° miteinander, der auch dann erhalten bleibt, wenn die Blattverschiebung ihre Streichrichtung ändert. Beide Elemente fallen gleich steil und sind mit horizontalen Rutschstreifen bedeckt. Die Verschiebungen an den Fiederspalten sind gering. Sie schwanken von nur mit dem Mikroskop wahrnehmbaren Beträgen bis zu etwa 5 mm. Tiefer in der Höhle schneidet die Störung eine Konglomeratbank. In der Nähe sind die Gerölle von Klüften ebenfalls in Richtung der Fiederspalten zerschnitten.

4) Erik Ljungner, 1930, beschreibt verwandte Erscheinungen von den glazialgeschliffenen Rundhöckern Südschwedens. Er bezeichnet sie als „Parabelrisse" und führt sie auf die örtlich starke Reibung großer Blöcke in der Grundmoräne zurück.

Abb. 11 zeigt in ähnlicher Weise die Beziehungen zwischen Verwerfung und Fiederspalten.

c) Regionale Verbreitung der Verwerfungen

Die Mechernicher Störungen beginnen im Westen in den Grubenfeldern zwischen Kall und Keldenich. Bei Kall selbst ist nur eine einzige Nordoststörung aufgeschlossen, der Kaller Stollen dagegen durchörtert fünf



Abb. 11. Eine Verwerfung begrenzt das Handstück oben. Die Fiederspalten sind zu ihr gesetzmäßig angeordnet.
Bewegungssinn der Verwerfung: ⟵⟶

mit 30° streichende Störungen und in den alten Grubenkarten vom Tanzberge sind sieben Verwerfungen gleicher Richtung eingetragen. Bis zur Grube Scheven unmittelbar nördlich der Dotteler Verwerfung vermehren sich die Mechernicher Störungen noch bedeutend, so daß die Grubenkarte „Bleibergwerk Scheven" schon die im Mechernicher Grubengebiet üblichen Verhältnisse zeigt. Zwischen Dottel und der Rabenley gibt es keine größeren Aufschlüsse, aber ich nehme an, daß hier die Nordostverwerfungen von Bleibergwerk Scheven in breiter Zone bis in das Mechernicher Gebiet fortsetzen. Jedenfalls sind die Mechernicher Störungen nördlich der Sonnenberger Verwerfung in den Tages- und Grubenaufschlüssen zwischen Kalenberg und Kallmuth wieder in großer Zahl vorhanden und ziehen in einem 800 m breiten Streifen über den Nordwestabfall des Kallmuther Berges (Taf. 6) nach Nordosten. Über Risa und Franzschacht setzt diese Zone mit leichter Umbiegung in das Grubenfeld Virginia fort. Hier teilt sie sich als breiter Stamm

in mehrere Äste. Der westliche Ast biegt ab, streicht über den Ort Strempt und verliert sich in nördlicher Richtung. Der andere setzt in nordöstlicher Richtung mit leichten Verbiegungen weiter fort. Zum Tagebau Bachrevier weiter nordöstlich nimmt die Zahl der Störungen in dieser Zone allmählich ab. Am Pochwerk zweigt noch einmal eine kleine Zone nach Norden ab, deren größte Verwerfung 13 m Sprunghöhe erreicht und die in den Nordoststörungen des Griesberges ausklingt. Dort zeigt die Karte zwei größere Störungen, von denen die westliche Hauptbuntsandstein gegen Devon die östliche unteren gegen oberen Hauptbuntsandstein verwirft. Im Tagebau Günnersdorf schließlich versetzen diese Störungen nur noch um 1—1½ m und ihre letzten Ausläufer finden wir in den Aufschlüssen an der Straße zwischen Mechernich und Breitenbenden an der Abzweigung nach Satzfey. Jenseits der Commerner Störung sind Mechernicher Verwerfungen wohl kaum mehr vorhanden. Jedenfalls sind an den Katzensteinen und am Ginsterberge keine aufgeschlossen. Im Nordwesten hören, wie oben erwähnt, die Störungen dort auf, wo sich die Schichten flacher legen. Nach Südosten dagegen gingen die Verwerfungen wahrscheinlich mit der Aufbiegung über den heutigen Erosionsrand des Buntsandsteins hinaus; denn der kleine Buntsandsteinrest bei Breitenbenden wird noch von zahlreichen Mechernicher Störungen durchsetzt (Abb. 7).

Die Randstörungen der Tertiärbucht begrenzen die Triasbucht an ihrer ganzen Nordostseite. Dieses Störungssystem, das weite Gebiete des Schiefergebirges durchsetzt und begrenzt, dringt in die Triasbucht ein und paßt sich ihrer Form in einer mechanisch bemerkenswerten Weise an.

Die Randstörungen stehen nämlich stets senkrecht auf einer Kurve, die die Punkte tiefster Lagerung der Trias in verschiedenen Profilen miteinander verbindet und die, wie die Isohypsenkarte (Abb. 12) und Abb. 1 zeigen, vom Südwestende der Bucht über Kall, Scheven, Glehn, zwischen Vlatten und Eicks hindurch nach Nordosten verläuft. Es ist die Linie des stärksten „tektonischen Gefälles“ im Sinne von H. Cloos, 1910, S. 217. Im Norden zwischen Floisdorf und Wollersheim streicht eine Randstörung nordwestlich, bei Vlatten eine andere westnordwestlich. Wo die Muldenlinie nach Süden umbiegt, dreht sich die Störung bei Glehn in Ost—West-Richtung. Weiter im Süden verläuft die tektonische Gefällslinie südsüdwestlich, dementsprechend streichen die Sonnenberger, Dotteler und Keldenicher Störung Westnordwest bis West. Erst in der Südwestecke bei Rinnen nehmen die Randstörungen wieder die normale Nordwestrichtung an.

Am Südostrand der Triasbucht lenken die Randstörungen von der Sonnenberger Verwerfung nach Nordosten über Risaschacht, Virginia, Bachrevier allmählich wieder in die normale Nordwest—Südost-Richtung ein, die am Griesberg erreicht wird und von dort aus weiter südöstlich außerhalb der Triasbucht erhalten bleibt (s. „Die posttriadischen Störungen in der Sötenicher Mulde“ nach Quiring, 1913). Entlang der ganzen tektonischen Gefällslinie der Triasbucht von Golbach bis Wollersheim fallen die Randstörungen im wesentlichen gleichsinnig nach Süden bzw. Südwesten (Abb. 13). Auch außerhalb der Triasbucht bestehen ähnliche Gesetzmäßigkeiten, wie ein Südwest—Nordost-Profil durch die Sötenicher Mulde (nach Quiring, 1913)

lehrt (Abb. 14). In beiden Fällen steigt die tektonische Gefällslinie von den höheren Gebieten über eine antithetische Treppe zur Niederrheinischen Bucht hinab. Ähnlich wie die Randstörungen verhalten sich im kleinen die Mechernicher Störungen am aufgebogenen Südostrande der Bucht. Sie liegen,

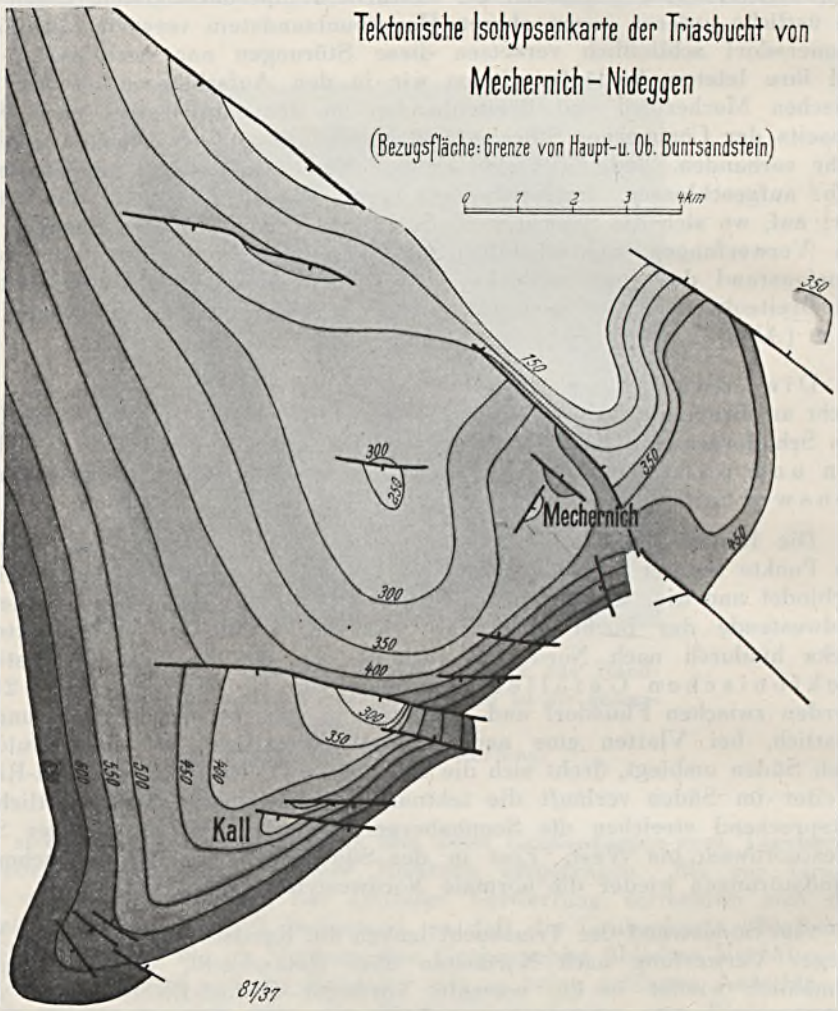


Abb. 12

wie oben auseinandergesetzt, annähernd im Streichen der Schichten, verlaufen also senkrecht zur Richtung des tektonischen Gefälles. Dieser Regel kommt offenbar eine allgemeinere Gültigkeit zu.

Die wenigen Blattverschiebungen sind beschränkt auf den Kallmuther Berg mit dem anschließenden Teile des Tagebaues Virginia und den Nordostteil des Griesberges, also auf die äußersten Gebiete des Mechernicher Grubenfeldes.

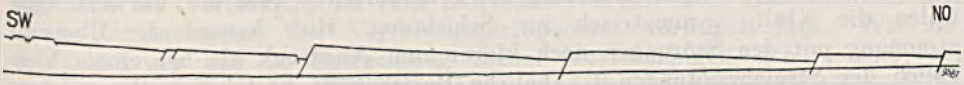


Abb. 13. Profil entlang der tektonischen Tiefenlinie der Triasbucht von Golbach bis Wollersheim westlich Zülpich

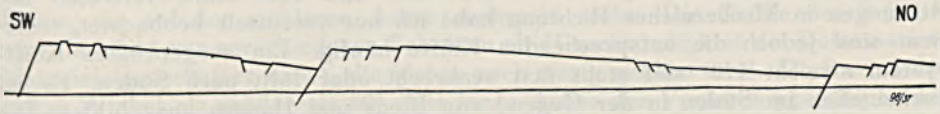


Abb. 14. SW—NO-Profil durch die Sötenicher Mulde. Berücksichtigt ist nur die posttriadische Tektonik (nach Quiring 1913)

d) Klüftung

1. Erscheinungsweise. Als Klüftung bezeichne ich Trennungsflächen im Gestein, an denen im Gegensatz zu den Verwerfungen keine Verschiebungen nachweisbar sind (Gemeine Klüftung). Im verwitterten Gestein erscheinen die Klüfte als mehr oder weniger offene Spalten, im frischen Anbruch als feine Risse und als Flächen, die weniger eben als die Verwerfungen, oft etwas wellig und höckerig sind. Über das Auftreten gilt das oben über die Verwerfungen Gesagte. In den mürben Sandsteinen und Konglomeraten sind sie ebenso wenig zu sehen wie die Verwerfungen. Konglomeratbänke überspringen sie gewöhnlich.

2. Horizontalverlauf. Die Klüfte halten im allgemeinen wenig weit aus. Oft sind sie nur zentimeterlang und verbinden zwei größere Klüfte miteinander. Doch hängen alle Klüfte zusammen und bilden ein einziges großes Netz. Daher ist es auch schwierig, Altersunterschiede festzustellen. In der Nähe der Verwerfungen sind Klüfte so gehäuft, daß man nicht entscheiden kann, ob sie an der Störung aufhören oder ob und wie sie weiter fortsetzen.

3. Verbreitung und Beziehungen zu den Verwerfungen. In der regionalen Verbreitung stimmen Klüfte und Störungen überein.

Bei Mechernich sind überall, wo es Verwerfungen gibt, auch Klüfte vorhanden und umgekehrt. Dort, wo die Verwerfungen gleichmäßiger verteilt sind, ist auch das Gestein gleichmäßig durchklüftet, dabei streichen die Klüfte in der gleichen Richtung und fallen mit denselben Winkeln wie die Störungen, sie sind jedoch in etwa zehnfacher Zahl vorhanden. In dem Tagebau Kall-

muther Berg und Rabenley treten z. B. vier Hauptkluftrichtungen auf (s. Abb. 4 c). Von ihnen streicht im Durchschnitt die erste 35—40°, eine zweite 95—100°, eine dritte 110—130° und schließlich die vierte 140°. Das Diagramm stimmt genau überein mit dem der Störungen dieser Gegend, wobei lediglich das Verhältnis der Häufigkeit etwas differiert und die Klüftung in Richtung der Randstörungen verhältnismäßig stark hervortritt. Wie die Verwerfungen fallen die Klüfte symmetrisch zur Schichtung. Hier kommt die Übereinstimmung mit den Störungen noch klarer zum Ausdruck als bei einem Vergleich der Streichrichtungen[5]). Ähnliche Beziehungen bestehen auch zwischen den Blattverschiebungen und den in ihrer Richtung streichenden Klüften.

Im Roertale zwischen Hausen, Nideggen und Maubach streichen die Klüfte in ähnlichen Richtungen wie in Mechernich. Randstörungen, die hier am Rande der Trias in normaler Nordwestrichtung streichen, herrschen vor, so daß auch das Kluftsystem zwischen 120 und 160° stark vertreten ist. Störungen in Mechernicher Richtung habe ich nur vereinzelt beobachtet, trotzdem sind jedoch die entsprechenden Klüfte häufig. Ein ausgeprägtes Kluftsystem streicht 110° und steht fast senkrecht oder fällt nach Süden. Es ist vornehmlich im Süden in der Gegend von Blens und Hausen ausgebildet. Die Fallrichtung deutet auf einen Zusammenhang mit Blattverschiebungen hin, doch habe ich solche nirgends beobachtet.

III. Tektonische Analyse

a) Grundlagen

1. Charakter der Tektonik. Der Bau der Triasbucht von Mechernich—Nideggen ist durch eine reine Bruchtektonik gekennzeichnet, wie die Beschreibung im zweiten Teil gezeigt hat. Die Schichten sind durch weit voneinander entfernte Scherflächen und Klüfte zerschnitten. Petrographisch blieb das Gestein unverändert. Es fehlen Schieferung und Verschiebungen mit Neukristallisation, letztere sogar an den wenigen Stellen, an denen Durchbewegung beobachtet wurde.

2. Hilfsmittel der Analyse. Wir können deshalb zur mechanischen Analyse nur die Erfahrungen der Bruchtektonik verwenden. Es stehen uns u. a. die Ergebnisse der in den letzten Jahren von H. Cloos ausgearbeiteten Experimente mit plastischem Ton und die Ergebnisse der Materialprüfung zur Verfügung.

H. Cloos benutzt zu seinen Versuchen mit Wasser dünn angerührten Ton, dessen physikalische Eigenschaften (Festigkeit usw.) etwa hunderttausendmal kleiner sind als die der gewöhnlichen Gesteine, während sich das spezifische Gewicht nicht wesentlich von dem der Gesteine unterscheidet. Bei Verwendung eines solchen Materials hat die Schwerkraft einen ähnlichen Einfluß auf den Ablauf von Deformationsvorgängen, wie in der Natur, wenn die Längenmaße des Experiments sich zu denen des natürlichen Vorbilds wie 1 : 100 000 verhalten. Läßt man den Tonschlamm irgenwelche Bewegungen ausführen, so

5) Solche Beziehungen sind auch aus anderen Gebieten beschrieben worden, z. B. von Daubrée 1880: „So hat . . . . jede Verwerfung ein Gefolge von ihr parallelen Klüften, die ohne Verwürfe zu bewirken das Gebirge zerstückeln."

entstehen in den durch den jeweiligen Spannungszustand bestimmten Richtungen ebene und scharfkantige Scherrisse, unter besonderen Versuchsbedingungen auch Zugrisse. Die Stellung der Scherrisse im Raume und deren Beziehungen zur Verformung und zur Beanspruchung hat H. Cloos genau untersucht.

Die Versuche werden im allgemeinen so ausgeführt (s. Beispiele S. 64), daß sich die Verformung an zwei aufeinander senkrechten Querschnitten und zwar Hauptschnitten des Verformungsellipsoides verfolgen läßt. Wir beschränken uns auf die Betrachtung ebener Verformungen, d. h. solcher, bei denen zwei Achsen des Ellipsoids Längenänderungen erfahren, während die dritte unverändert bleibt. Hierbei treten im Ton zwei Systeme von Scherflächen auf, welche beide der mittleren Achse des Ellipsoides parallel gehen und deren Schnittwinkel von den beiden anderen Achsen halbiert werden. Der Verschiebungssinn der Scherflächen ist stets so, daß er die Gesamtdeformation unterstützt. Die Rutschstreifen beider Systeme liegen in einer Ebene, die auf der mittleren Achse senkrecht steht. Die Größe des Schnittwinkels hängt von verschiedenen Faktoren ab (Geschwindigkeit der Deformation, Materialeigenschaften usw.), die bisher noch wenig geklärt sind. Doch wird der spitze Winkel nie größer als 80°. Die lange Achse des Verformungs-Ellipsoides halbiert stets den stumpfen, die kurze den spitzen Winkel. Die Lage der Achsen im Raume hängt von der Art und Richtung der Deformation ab.

Die Deformation selbst geht auf den Einfluß äußerer Kräfte zurück, man kann jedoch nicht ohne weiteres von der Verformung auf Art und Richtung der bewegenden Kraft rückschließen, da man, wie die Versuche gezeigt haben, durch Zug- und Schubkräfte aus verschiedenen Richtungen gleiche Verformungen und infolgedessen auch gleiche Strukturen erzeugen kann. Zu den äußeren Kräften tritt als entscheidender Faktor die Schwerkraft hinzu.

Auch bei anderen, in der Materialprüfung untersuchten Substanzen, entstehen Gleitflächen in entsprechender Lage zu den Hauptrichtungen der Deformation. Mit den Ursachen dieser Erscheinungen beschäftigt sich die Mohr'sche Theorie, mit deren Hilfe von Kármán (1911) seine Versuchsresultate an Gesteinsproben deutete, und die Kienow (1933) zur Behandlung tektonischer Erscheinungen heranzog.

b) Die Mechanik der Störungssysteme

Unter diesen Gesichtspunkten betrachten wir jedes der drei Störungssysteme von Mechernich als ein Paar mechanisch zugeordneter Scherflächen. Wir können so eine Reihe von Beobachtungen in einen ursächlichen Zusammenhang bringen.

1. Die Blattverschiebungen bestehen, wie oben ausgeführt, aus zwei Systemen von Störungen, die sich unter einem Winkel von 40° schneiden und auf der Schichtung senkrecht stehen. Die Rutschstreifen beider Systeme liegen in einer der Schichtung parallelen Ebene. Diese gemeinsame Ebene der Rutschstreifen nennt man „Verschiebungsebene". Um die Verbindung mit dem Objekt und der Karte aufrecht zu erhalten, legen wir im folgenden die absoluten Richtungen zugrunde. Ein Schnitt parallel der Verschiebungsebene streicht mit der Schichtung 85° und fällt mit 10—15° nach Norden. Unsere Störungssysteme erscheinen in ihm als Linien, deren Verlauf wegen des flachen Einfallens von dem im Kartenbild kaum differiert. Eine

Karte der beobachteten Verschiebungsrichtungen (Abb. 15) lehrt, daß in Nordnordost—Südsüdwest-Richtung eine Dehnung, senkrecht dazu eine Verkürzung stattgefunden hat. Der Grad der Verlängerung bzw. der Verkürzung läßt sich ablesen. Ein diesem Querschnitt vorher aufgezeichneter Kreis wäre also in eine Ellipse verwandelt worden, deren lange Achse AB und deren kurze Achse CD sei. Diese Ellipse kann als Hauptschnittfläche eines dreiachsigen Ellipsoides betrachtet werden, dessen dritte unveränderte Achse auf der Schnittfläche senkrecht steht und der Schnittlinie der beiden Scherflächen parallel läuft. Die lange Achse AB halbiert den stumpfen Winkel der 110 und 140° streichenden Scherflächen. Sie streicht also 30° und fällt, da sie etwas schräg zur Fallrichtung der Schichtung liegt, mit rund 9° nach Nordnordost. Die kurze Achse senkrecht auf ihr streicht 120° und neigt sich mit 4—5° nach Westnordwest.

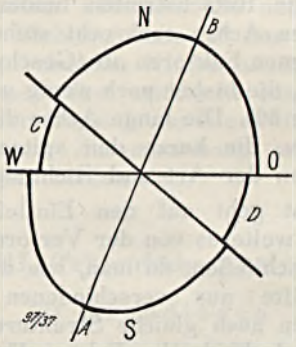


Abb. 15. Schema der Verformung durch die Blattverschiebungen

Die ganzen Beziehungen der beiden Scherflächen zueinander und der Ablauf der Bewegungen wird am besten erläutert durch einen Tonversuch, wie ihn H. Cloos (1930) angegeben hat. Wir breiten auf ein Drahtgeflecht einen 5 cm dicken Tonkuchen aus. Durch Zug an einer Ecke wird das Drahtgeflecht samt dem Tonkuchen so verformt, daß das Ganze in einer Richtung verlängert und in der in horizontaler Ebene darauf senkrechten verkürzt wird. Dem Ton vorher aufgedrückte Kreise verwandeln sich dabei in Ellipsen. Eine Weile verformt sich der Ton ohne Scherflächen, dann treten feine Risse auf, an denen Verschiebungen stattfinden, und zwar zwei Systeme, welche sich unter 65° schneiden. Sie stehen senkrecht und die durch die Rutschstreifen beider Systeme festgelegte Verschiebungsebene liegt horizontal. Der stumpfe Winkel der Scherflächen wird von der Zugrichtung und gleichzeitig von der langen Achse der Ellipsen halbiert. Die kurze Achse liegt senkrecht dazu in der Verschiebungsebene. Die Dicke des Kuchens bleibt unverändert. Bis auf den Schnittwinkel der Scherflächen gibt uns dieser Versuch die Anordnung dieser Flächen, die Lage der Verschiebungsebene und die Gestalt und Orientierung des Deformationsellipsoides in unserem Naturbeispiel angenähert wieder[6]).

6) Die Verschiedenheit des Schnittwinkels hat geringe Bedeutung, da man schon durch eine Abänderung des Tempos der Bewegung wesentlich andere Winkel hervorrufen kann.

Welcher Art waren nun im Experiment und im Falle der Blattverschiebungen in der Natur die äußeren Kräfte, welche die Deformation hervorgerufen haben. Im Tonversuch hatten wir das Drahtgeflecht an einem Ende befestigt (B) und am anderen hatten wir gezogen (A), so hatten wir in Richtung AB eine Dehnung hervorgerufen, die das Drahtgeflecht durch eine Zusammenziehung senkrecht dazu wieder ausglich. Die Schwerkraft spielte hierbei keine Rolle, da ja, wie oben erwähnt, in ihrer Richtung keine Bewegungen stattfanden. Genau dieselbe Wirkung kann man auch auf andere Art erreichen. Man kann z. B. in Richtung AB nach beiden Seiten ziehen und man kann in Richtung CD zusammenschieben. Die Verformung und die Strukturen bleiben dieselben.

Analog mögen auch die Verhältnisse bei unseren Blattverschiebungen liegen. Auch hier können wir die Verformung auf eine Dehnung in Richtung der langen Achse oder auf einen Zusammenschub in Richtung der kurzen Achse oder auf beides zurückführen. Welcher Fall in unserem Beispiel tatsächlich verwirklicht ist, soll später erörtert werden.

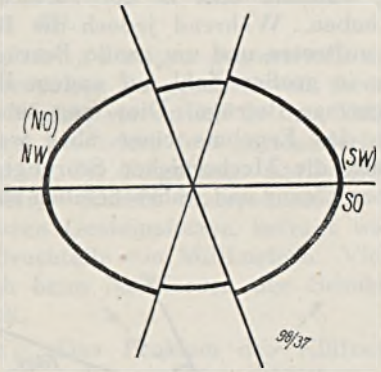


Abb. 16. Schema der Verformung durch die Rand- und Mechernicher Störungen

2. Die Randstörungen bilden ebenfalls zwei einander zugeordnete Systeme von Scherflächen, die sich unter rund 40° schneiden, von denen jedoch meist nur eines ausgebildet ist. Die Schnittlinie liegt waagerecht und läuft der Streichrichtung parallel, während die Verschiebungsebene senkrecht steht, da die Rutschstreifen in steilster Richtung verlaufen. Die Fallwinkel der Scherflächen und ihre Beziehungen zur Schichtung wurden oben aufgeführt. Nehmen wir nun noch die Verschiebungsrichtungen hinzu, so ergeben die Merkmale der Struktur genau dasselbe Bild wie im Falle der Blattverschiebungen mit dem Unterschied, daß das Ganze ungefähr um 90° gedreht ist (Abb. 16). Die lange Achse des Verformungsellipsoides streicht senkrecht zu den Störungen und liegt etwa horizontal, die kurze steht vertikal und die unveränderte Achse läuft der horizontalen Schnittlinie der Scherflächen parallel. Diese Verhältnisse erläutert ein Versuch, wie ihn H. Cloos (1930, S. 265) beschrieben hat: Ein schmales langes Gummiband, welches nur in der Längs- nicht in der Querrichtung dehnbar ist, wird mit einer etwa 10 cm dicken Tonschicht bedeckt

und gedehnt. So erleidet der Ton eine Dehnung in der Richtung des Gummibandes. Bald treten Scherflächen auf, die senkrecht zur Richtung der Verlängerung streichen und nach beiden Seiten gleich steil einfallen. Die Rutschstreifen verlaufen in steilster Neigung der Risse und parallel zur senkrechten Verschiebungsebene. Da das Gummiband sich nur in der Längsrichtung dehnen ließ, zwangen wir den Ton, die Dehnung in dieser Richtung durch eine Verkürzung in der Vertikalen und nicht wie im vorigen Versuch in der Horizontalen auszugleichen.

Übertragen wir diese Ergebnisse auf die Randstörungen, so müssen wir auch dort eine Dehnung senkrecht zum Streichen der Störungen und eine Verkürzung etwa in der Vertikalen annehmen.

3. Die Mechernicher Störungen stimmen in ihrer Natur als Scherflächenpaar, wie oben dargelegt, mit den Randstörungen überein (Abb. 16). Sie haben, abgesehen von der Streichrichtung, dieselbe Orientierung zur Schichtung, tragen wie jene die Rutschstreifen in steilster Neigung und schneiden sich unter etwa 40°. Es liegt also: die lange Achse des Verformungsellipsoides senkrecht zum Streichen in der Schichtebene, die kurze Achse normal zur Schichtung, während sich in der Streichrichtung keine Längenänderungen abgespielt haben. Während jedoch die Randstörungen in weiten Abständen voneinander auftreten und um große Beträge verwerfen, stehen die Mechernicher Störungen in großer Zahl auf engem Raume dicht beieinander und versetzen nur um geringe Beträge. Dies mag seine Ursache darin haben, daß die Randstörungen das Ergebnis einer über weite Gebiete greifenden, tiefgründigen Verformung, die Mechernicher Störungen dagegen lediglich die Begleiterscheinungen einer Flexur und wahrscheinlich nur auf den Buntsandstein beschränkt sind.

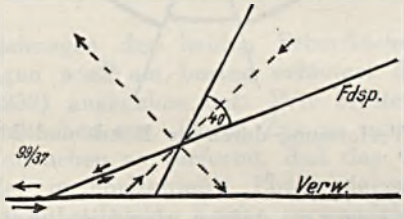


Abb. 17. Der Deformationsplan der Fiederspalten

4. Die Fiederspalten sind Scherflächen, welche auf die Nähe der Verwerfungen beschränkt sind und zu deren Verschiebungssinn in bestimmten Beziehungen stehen. Auf ihnen finden sich durch kleine Verschiebungen hervorgerufene Rutschstreifen, welche mit denen der Hauptverwerfungen in einer Ebene liegen. Das zugeordnete System von Gleitflächen kam aus irgendeinem Grunde nicht zur Ausbildung; wir können seine Lage konstruieren, wenn wir voraussetzen, daß 1. der durchschnittliche Schnittwinkel der Scherflächen 40° beträgt und 2. die lange Achse des Deformationsellipsoides stets den stumpfen Winkel halbiert [7]). Da wir den Verschiebungssinn der Fiederspalten kennen,

7) Dies gilt nicht allgemein. Im Kristallin z. B. liegen die Verhältnisse anders, s. H. Cloos (1922, S. 103), H. Scholtz (1933, S. 603—609).

ist die Lage des anderen Systems eindeutig bestimmt. Wir erhalten so das Deformationsbild Abb. 17. Die verlängerte und verkürzte Achse des Deformationsellipsoides bilden mit der Verwerfung, der die Fiederspalten zugeordnet sind, einen Winkel von 45 bzw. 135°.

Ein Versuch, den H. Cloos (1930, S. 357) beschrieben hat, erläutert diese Vorgänge: Zwei nebeneinanderliegende Bleche, die gemeinsam mit einer 5 cm dicken Tonschicht bedeckt sind, werden aneinander vorbeigeschoben. Dabei treten zwei Systeme von Scherrissen auf, von denen das eine mit der Verschiebungsrichtung einen Winkel von etwa 12°, das andere einen solchen von etwa 80° bildet.

Das zweite System wird nur zu Beginn der Verschiebung und auch dann nur wenig benutzt. Orientierung zur Hauptbewegung und Verschiebungssinn des ersten Systems sind die gleichen wie im Falle unserer Fiederspalten, wenn man als Hauptbewegung die Verschiebung längs des die Fiederspalten begleitenden Bruches betrachtet hat. Das Fehlen des zweiten Systems in der Natur erklärt sich wohl aus seiner geringen Bedeutung für die Gesamtbewegung, da es fast quer zu ihr steht. In Natur und Experiment bilden die zu den Fiederspalten gehörenden Deformationsachsen mit der Hauptverwerfung stets einen Winkel von 45°.

Die Hyperbelsprünge zeigen geometrisch dieselbe Orientierung wie die gewöhnlichen Fiederspalten (abgesehen von ihrer Krümmung). Sie entstehen in der gleichen Weise, vermutlich in der Nähe von Stellen, an denen die beiden Störungsflügel besonders fest aneinanderhaften und daher größere Spannungen auftreten als in der Umgebung. Entlang den Rutschstreifen folgen sie gewöhnlich in größerer Anzahl hintereinander. Die Schubweite der an solchen Sprüngen gelösten Gesteinsfetzen beträgt wie bei den gewöhnlichen Fiederspalten oft nur Bruchteile von Millimetern. Vielleicht springen die verschobenen Gebiete auch beim Nachlassen der Schubspannungen wieder eine Strecke elastisch zurück.

5. Die Klüftung. Das Problem der Klüftung ist trotz vielseitiger Anstrengungen bis heute noch ungeklärt geblieben. Ich glaube, daß meine diesbezüglichen Beobachtungen einige Schlüsse zulassen, ohne allerdings das Problem völlig zu lösen.

Die Geometrie der Klüfte stimmt genau überein mit der der Verwerfungen. Zu bestimmten Störungssystemen gehören auch bestimmte Kluftsysteme. Scherflächen, welche nicht irgendwelchen Kluftflächen parallel gehen, wurden nicht beobachtet. Das umgekehrte ist ebenfalls Regel. Eine Ausnahme wurde beobachtet bei Hausen, wo jedoch die den Klüften zugeordneten Scherflächen wahrscheinlich vorhanden sind, wenn sie auch nicht beobachtet wurden. Die Klüfte nehmen also im Deformationsellipsoid dieselbe geometrische Stellung ein, wie die Verwerfungen. Es liegt deshalb der Schluß nahe, daß sie auch durch dieselben Vorgänge entstanden sind und mechanisch die gleiche Stellung einnehmen, wie die Verwerfungen. Die Klüfte wären dann Scherflächen, die jedoch nach der Entstehung der Trennungsfuge zu weiteren Verschiebungen nicht benutzt wurden.

6. Mechanische Beziehungen der Störungssysteme zu einander. Zur Klärung der Beziehungen zwischen den Mechernicher Störungen und den Blattverschiebungen verhalf wiederum das Experiment. Wir

wollen versuchen, die Bewegungen innerhalb der Triasbucht nachzuahmen, um die Deformationsvorgänge im einzelnen verfolgen zu können. Wir nehmen dazu an, die Triastafel habe sich zwischen drei Rändern gesenkt, welche etwa von Kall nach Nideggen, von Kall nach Satzfey und von Satzfey nach Norden verlaufen, also in der Verlängerung der Grenzen der Eifelsenke.

Zur Nachahmung dieser Bedingungen wird ein in einen festen Rahmen gespanntes Gummituch mit einem Tonkuchen bedeckt (Abb. 18). Zwischen A — B — C — D wird langsam die Unterlage entzogen. Die Strecke A — B soll der Verbindungslinie Nideggen — Kall, die Strecke B — C derjenigen von Kall nach Satzfey und die Strecke C—D schließlich dem Rande nördlich

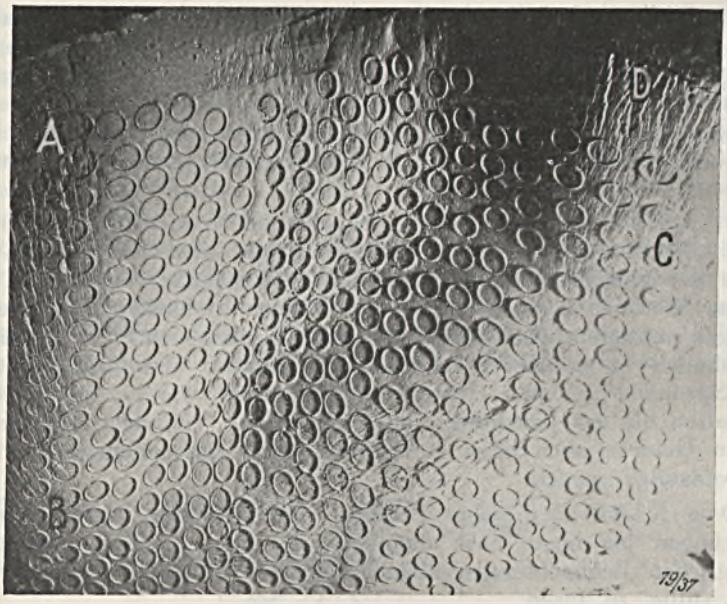


Abb. 18 (s. S. 68)

Satzfey entsprechen. Es interessiert uns in erster Linie die Strecke B—C. Infolge seiner Schwere sinkt der Tonkuchen mit dem Gummituch ein und wird besonders an den Rändern stark gedehnt. Schon bei geringer Neigung erscheinen zwischen B und C die ersten Verwerfungen. Sie laufen B—C parallel und verlängern sich allmählich nach B und C hin. Wir können sie mit den Mechernicher Störungen vergleichen; denn sie sind in ihrer Anordnung, genau wie jene, nur auf eine schmale Flexurzone beschränkt und treten hier dichtgedrängt in großer Zahl auf. Synthetische und antithetische Störungen wechseln ab. Da auch die Rutschstreifen in steilster Neigung verlaufen, stimmt die Lage der Deformationsachsen mit denen in der Natur überein. Bei fortschreitender Einsenkung erscheinen dann an den Ecken bei D und C Blattverschiebungen. Es sind feine enggescharte Risse, die nur in der Horizontalen verschieben. Sie bilden je ein gepaartes System und schneiden

sich unter 65°. Die lange Achse des zu diesen Scherflächen gehörenden Deformationsellipsoides halbiert etwa den Winkel A—B—C bzw. B—C—D (Abb. 18, 18 a). Die Blattverschiebungen zerschneiden die Mechernicher Störungen, da sie jünger sind. Sie entstehen durch eine Zusammenpressung der oberen Partien des Tonkuchens bei A und B, da dort die Tonschicht örtlich muldenförmig verbogen und zugleich senkrecht dazu in Richtung auf das Innere der Senke gedehnt wird. Abb. 18 a erläutert diese Vorgänge für die Ecke bei B.

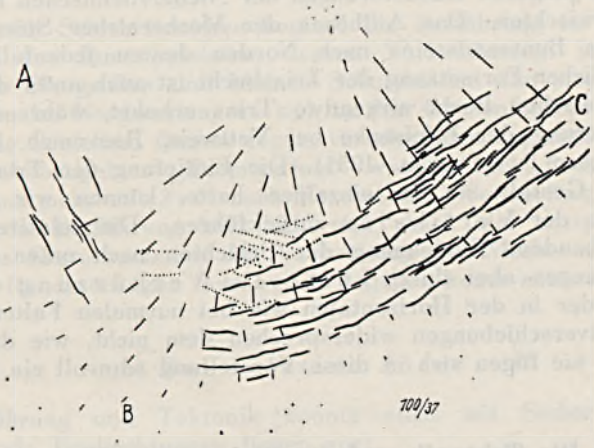


Fig. 18 a. Die Bewegungen der Massenteilchen im Tonversuch (s. S. 69). Zurückgelegte Wege: radial angeordnete Striche; normale Verwerfungen: stark ausgezogene Linie; Blattverschiebungen: punktierte Linien

Die Wanderungen bestimmter Materialteilchen sind durch Striche angegeben, die durch Photos verschiedener Stadien der Bewegung vom selben Punkte aus gewonnen wurden. Dort, wo die Striche konvergieren, also eine seitliche Zusammenpressung eintritt und zugleich ihre Länge ändern (Dehnung der Massenteilchen) treten die Blattverschiebungen auf. Also stimmt die Anlage der Blattverschiebungen bei B und ihr Alters- und Richtungsverhältnis zu den Störungen zwischen A und B überein mit den Beziehungen der Blattverschiebungen zu den Mechernicher Störungen in der Natur. Deshalb möchte ich in Analogie mit dem Experiment auch in der Natur die Blattverschiebungen im Kallmuther Berge zu den Mechernicher Störungen in entsprechende genetische Beziehungen setzen. Sie sind demnach eine Folge der muldenförmigen Einsenkung des Buntsandsteins im Südwesten der Triasbucht. Diese Mulde ist nach Nordwesten geöffnet. Wir können auch annehmen, daß sie ursprünglich rings geschlossen war. In diesem Falle würde die Längserstreckung (die Muldenlinie) SW—NO verlaufen und bei Kall und Schwerfen in die Luft ausstreichen. So würden sich die Mechernicher Störungen etwas ungezwungener als im anderen Falle aus einer Dehnung senkrecht zu den Längsrändern der Mulde erklären und die Blattverschiebungen aus der Zusammenpressung in den oberen Teilen des Muldeninnern. Wir erhielten auf diese

Weise eine noch bessere Übereinstimmung mit der Trierer Bucht, welche, wie nachher gezeigt wird, eine solche Längsmulde im Schiefergebirge darstellt. Aber in diesem Falle müßten wir an dem hypothetischen NW-Rand dieser Mulde (zwischen Eicks und Bleibuir) dieselben Strukturen finden wie am Südost-Rande. Diese sind aber nicht vorhanden, der Buntsandstein scheint vielmehr auch vor dem Einbruch der Niederrheinischen Bucht ähnlich wie heute eine Neigung gegen Norden besessen zu haben.

Im Osten hob sich die Triasbucht wohl in der Gegend von Schwerfen heraus, ehe die jüngeren Randstörungen der Niederrheinischen Bucht die alten Strukturen verwischten. Das Aufhören der Mechernicher Störungen und die Umbiegung des Buntsandsteins nach Norden deuten jedenfalls darauf hin. In der nordöstlichen Fortsetzung der Triasbucht ist auch unter den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht nirgendwo Trias erbohrt, während sie in nördlicher Verlängerung der Eifelsenke bei Vettweis, Roevenich, Disternich und Baal nachgewiesen ist (Fliegel, 1931). Die Eintiefung der Triasbucht, gleichgültig welche Gestalt sie im einzelnen hatte, können wir nur auf Bewegungen in der Vertikalen zurückführen. Die relative Senkung und die damit verbundene Eindehnung der Schichten nach unten wird lediglich durch Verwerfungen aber durch keinerlei Verkürzung des Abstandes der Muldenränder in der Horizontalen wie bei normalen Falten kompensiert. Auch die Blattverschiebungen widersprechen dem nicht, wie das Experiment zeigte, sondern sie fügen sich in diese Vorstellung sinnvoll ein.

IV. Die Tektonik und die Bleierze von Mechernich

Zwischen dem tektonischen Bau der Triasmulde und der Bleierzführung des Buntsandsteins bestehen gewisse Beziehungen, aus denen Schlüsse über die Entstehung der Lagerstätte gezogen werden können.

a) Die Verbreitung des Erzes

im Buntsandstein fällt zusammen mit der Verbreitung „der Mechernicher Störungen“ (Abb. 1). Die ganze Strecke von Kall im Südwesten bis zum Griesberge im Nordosten ist ein einziges Bergwerk, abgesehen von dem schmalen Streifen zwischen Dottel und der Sonnenberger Verwerfung, der so tief eingesunken ist, daß der Bergbau sich infolge der Wasserführung nicht lohnt. Aber auch hier ist das Erz vorhanden (nach Bohrungen der „Gewerkschaft Mechernicher Werke“). Im Südwesten beginnt der Bergbau mit den Gruben „Kaller Stollen“ und „Bleibergwerk Scheven“, die jetzt aufgelassen sind, das Abbaugebiet reicht vom Ausgehenden des Buntsandsteins am Tanzberge bei Keldenich und bei Dottel bis ungefähr an die Reichseisenbahn, d. h. soweit, wie die Schichten des Buntsandsteins mit mehr als 10° geneigt und durch die „Mechernicher Störungen“ zerschert sind. Nördlich Kall dagegen sind in den fast flachliegenden Schichten weder Störungen noch Erze vorhanden. Jenseits der Sonnenberger Störung beginnen die Grubenfelder von Mechernich, die sich im Streichen der Schichten nach Nordosten bis an die Commerner Störung erstrecken. Unter dem Orte Mechernich selbst wird allerdings nicht abgebaut, da dort die Erzführung zu gering ist. Weiter nord-

östlich, in den Feldern Günnersdorf und Griesberg keilen die Störungszonen allmählich aus. Ebenso nimmt auch die Reichhaltigkeit der Erzführung in Günnersdorf ab, während sie sich am Griesberg auf kleinere Gebiete beschränkt. Hier findet dann bis etwa zur Commerner Störung sowohl die Bruchbildung als auch die Erzführung ihr nordöstliches Ende. Wir sehen also: von Kall bis Kalenberg nimmt der Erzreichtum allmählich zu, zwischen Kalenberg und Mechernich ist er am größten und nordöstlich von Mechernich wird die Erzführung wieder ärmer und verschwindet.

Senkrecht zum Schichtstreichen beginnt die Erzführung im Südosten mit dem Auftreten des Buntsandsteins, dessen Vorhandensein am Pflug- und Bleiberge durch die großen und kleinen Schutthalden der alten Abbaue gekennzeichnet ist. Im Nordwesten, wo sich in den Grubenfeldern von „Virginia unterirdisch" die Schichten flacher legen, verschwinden zugleich Verwerfungen und Erz. Im Abbaugebiet „Trommelfeld" westlich des Pochwerkes fallen die Schichten nur mehr mit 3—5° nach Nordwesten. Verwerfungen sind selten geworden und die Erzführung hört bald auf. Auch hier entspricht also die Ausdehnung des Erzvorkommens der Verbreitung der Mechernicher Störungszonen. Zu den Randstörungen lassen sich dagegen keine näheren Beziehungen erkennen.

b) Das relative Alter

zwischen Erzführung und Tektonik konnte nicht mit Sicherheit ermittelt werden. Folgende Beobachtungen liegen vor:

1. Die Flöze werden im allgemeinen durch die Mechernicher Verwerfungen versetzt. Allenthalben muß der Abbau den Störungen nachgehen, um die Flöze wieder auszurichten. Auf diesen Störungen findet man die Bleiglanzknotten zerrieben und in die Harnische hineingearbeitet (z. B. in den Gruben „Virginia unterirdisch").
2. Andererseits tragen oft die Verwerfungen dicke Beläge von Knotten, die nicht zerrieben sind. Ob in solchen Fällen die Flöze ungestört durch die Verwerfungen hindurchgehen oder um einen geringeren als den Verwerfungsbetrag versetzt sind, ist unbekannt, da die ganze Art der Flöze und die unregelmäßige Erzführung solche Beobachtungen erschweren.
3. Häufiger als auf den Verwerfungen selbst sitzt das Erz auf denjenigen Fiederspalten, die als Zugrisse ausgebildet sind und mit der Verwerfung einen Winkel von 45° einschließen, denn diese klaffen und bieten dem Erz Raum. In der Nordostecke des Tagebaues Kallmuther Berg sah ich erzgefüllte Fiederspalten, die zu Mechernicher Störungen, wie auch solche, die zu Blattverschiebungen gehören (Abb. 19).

Alle Beobachtungen, besonders die unter 3. aufgeführten deuten darauf hin, daß Erzlösungen vor, nach und während des Aufreißens der Störungen zugeführt wurden. Wie anders sollte das Erz in die Fiederspalten hineinkommen, da nachträglich aufgelöstes Erz nach allgemeiner Erfahrung in den Mechernicher Gruben nur als Weißblei wieder ausfällt.

So zeigt auch die gemeinsame Erzführung den geringen Altersunterschied der Mechernicher Störungen und der Blattverschiebungen. Die Randstörungen aber, die keine Beziehungen zur Erzführung erkennen lassen, sind bedeutend jünger als die genannten Systeme.

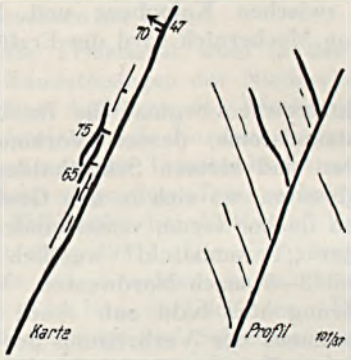


Abb. 19. Der Bleiglanz findet sich häufig auf Fiederspalten (Zugrissen). Fiederspalten mit PbS: starke Lnien; Fiederspalten ohne PbS: schwache Linien

c) Die Entstehung der Erzführung

ist von vielen Autoren diskutiert worden.

H. Schneiderhöhn (1932) stellt die „Bleizinkknottenerze" zu denen er auch (s. H. Schneiderhöhn, 1928) die Vorkommen von Mechernich und Wallerfangen im Saargebiet[8]) rechnet, in die sedimentäre Abfolge als „Konzentrationslagerstätten in Schuttgesteinsbecken mit arider Umgebung (Red bed Typus)". Er rechnet mit einer Zufuhr des Erzes in gelöster Form aus der verwitternden Landoberfläche ins Grundwasser der Schuttbecken des Buntsandsteins, aus dem es dann unter besonderen Umständen wieder ausgefällt wurde. Ähnliche Ansichten hat G. Berg zum Ausdruck gebracht (1929, S. 256), die sich im wesentlichen auf die Arbeiten von Behrend (1919) stützen.

Im Gegensatz zu dieser Auffassung haben die meisten übrigen Forscher, die sich speziell mit den Verhältnissen in Mechernich beschäftigt haben, stets eine rein epigenetische Entstehungsweise des Erzes angenommen und (zuerst Haber, 1866) den Verwerfungen eine große Bedeutung für die Zufuhr der Erzlösungen zugesprochen, die magmatischen Herden entstammen sollten. Der Zusammenhang der Erzvorkommen mit der Flexurstufe von Mechernich und die Übereinstimmung ihrer räumlichen Verbreitung mit derjenigen der Mechernicher Störungszone machen in der Tat genetische Be-

8) H. Scholtz (1933 b) bringt die Erze von Wallerfangen und Beckingen mit größeren Störungszonen, die ebenfalls von den Porphyrschmelzen zum Aufstieg benutzt wurden, in Beziehung (Z. deutsch. geol. Ges., 85, 1933, Heft 5).

ziehungen zwischen beiden und damit epigenetische Entstehungsweise wahrscheinlich; wenn auch die Art des örtlichen Auftretens des Erzes verschieden aufgefaßt werden kann.

Andere Autoren (Beyschlag, 1919) haben den Versuch gemacht, zwischen den Mechernicher Vorkommen und den NW-Gängen bei Aachen, die auf Randstörungen aufsitzen, eine Verbindung herzustellen. Es muß dann aber, abgesehen von dem Altersunterschied sehr auffallen, daß die großen Randstörungen im Gebiete von Mechernich selbst erzfrei sind.

Über den Zusammenhang zwischen Störungen und Erzführung sei folgende Vorstellung entwickelt: Die Flexurstufe von Mechernich, die sich natürlich tief in den Untergrund in irgendeiner Weise fortsetzt, öffnete den von unten empordringenden Lösungen den Weg. Die Eigenschaften des unterdevonischen Schiefers waren einer Gangbildung ungünstig. Wo als Hangendes des Unterdevons die mitteldevonischen Kalke am Tanzberge über die Flexurstufe hinüberreichen, fand in geringem Maße Metasomatose statt (Witte, 1914). Zum größten Teil wurden die Erzlösungen jedoch über dem Unterdevon von dem durch Verwerfungen zerschnittenen Hauptbuntsandstein mit seiner grobkörnigen porösen Struktur aufgesogen. Dies geschah am weitestgehenden dort, wo die Zerscherung am stärksten war, zwischen Kallmuther Berg und Mechernich. Ähnliche Ansichten sind mit geringen Abwandlungen schon von den verschiedensten Autoren geäußert worden. An ihrer prinzipiellen Richtigkeit dürfte kaum noch ein Zweifel sein.

Die Erzführung im Felde „Maubacher Bleiberg" im Norden der Trias wird von vielen Autoren mit dem Vorkommen in Mechernich in Zusammenhang gebracht. Da diese Grube seit langem außer Betrieb ist, konnten dort keine neueren Beobachtungen gesammelt werden.

Ob für die Erzführung auf der Grube „Gute Hoffnung" bei Bescheid ähnliche Beziehungen bestehen, ist mir ebenfalls unbekannt, da diese Grube nicht mehr zugänglich ist. Nach den Grubenkarten scheinen dort Verwerfungen kaum eine Rolle zu spielen. Dieses Vorkommen erstreckt sich etwa 900 m lang parallel dem von Mechernich.

B. Zur Tektonik der Trierer Bucht

a) Einführung

Eine tektonische Behandlung der Trias von Mechernich—Nideggen muß auch die Trierer Bucht berücksichtigen, so groß sind die inneren Zusammenhänge. Die Trias von Trier bildet eine flache Mulde, die sich nach Nordosten heraushebt. Ihre Südost-Begrenzung verläuft bei Trier auf dem jenseitigen Ufer an der Mosel, die Nordwest-Grenze von Diekirch in Luxemburg in Richtung auf Gerolstein. Die Schichten streichen etwa Nordost, am Muldenschluß westlich von Manderscheid biegen sie in die Nordwest-Richtung um.

b) Störungssysteme

Ähnlich wie in der Bucht von Mechernich wird die Trias bei Trier von zahllosen Verwerfungen zerlegt, die in den großartigen Aufschlüssen am linken Moselufer und in den Seitentälern zu Hunderten aufgeschlossen sind.

1.) Ein Längssystem tritt besonders hervor. Es streicht den Schichten parallel und fällt symmetrisch zu ihnen nach beiden Seiten (Abb. 20, 21). Der Schnittwinkel der Scherflächen ist 35—40°, die Rutschstreifen verlaufen in steilster Neigung. Die direkt beobachteten Störungen verwerfen meist um Zentimeter und Meter, manche aber auch ganze Horizonte gegeneinander. Diese

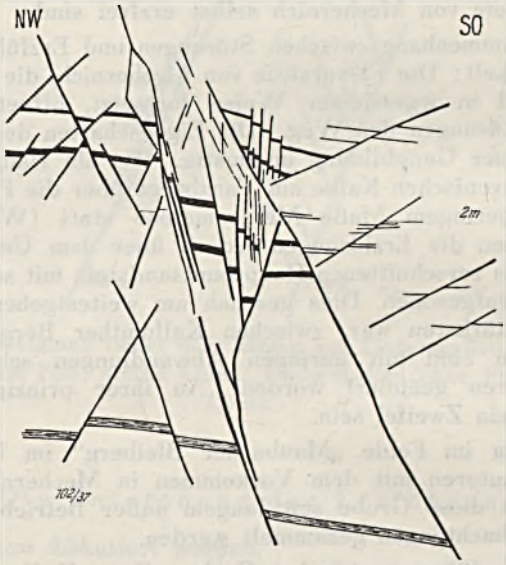


Abb. 20. Profil in Mahlberg bei Kyllburg

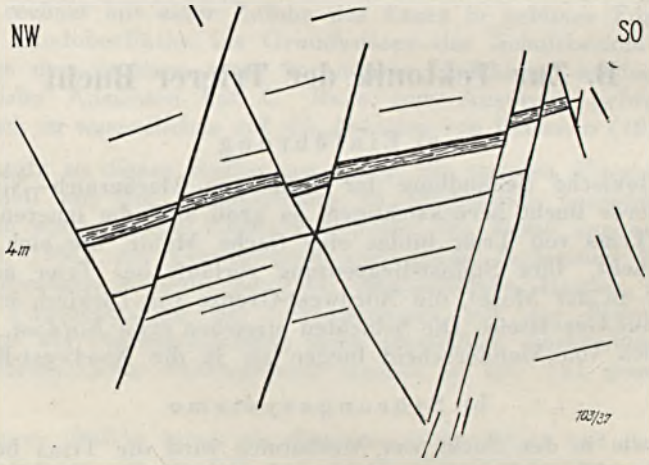


Abb. 21. Profil im Tale von Trier nach Sirzenich

sind schon von Leppla (1924) auf die Einsenkung der Trias zurückgeführt worden. Ein Profil von Trier durch das Kylltal nach Kyllburg zeigt uns bei Kordel, Daufenbach und Auw den gleichen Bau: symmetrisch zur Schichtung angeordnete, Nordost streichende Scherflächen durchsetzen die geneigte Triasplatte. Weiter nordwestlich verflacht sich der Buntsandstein zum Muldeninnern zu allmählich, bei Phillipsheim liegt er horizontal. In dieser Zone fehlen die Störungen völlig. „Die Mulde zeigt in der Achse die ruhigste Lagerung und die wenigsten Störungen" (Leppla, 1924, S. 61). Hier im Muldeninnern sind über dem Buntsandstein noch jüngere Schichten erhalten. Im Nordwesten, bei Erdorf, hebt sich die Trias nach der anderen Seite wieder heraus. Sie ist bei Kyllburg bereits wieder unter 10° geneigt und intensiv durch ähnliche Längsverwerfungen zerschert wie bei Trier (Abb. 20), die auch hier zu den südost-fallenden Schichten symmetrisch stehen. Die Störungen sind also in gleicher Weise wie bei Mechernich auf die aufgebogenen Ränder der Bucht beschränkt, während sie in den flach liegenden Schichten des Innern fehlen.

Nach unseren bisherigen Erfahrungen können wir zu diesen Scherflächen die Achse größter Verlängerung konstruieren. Sie streicht nordwestlich, senkrecht zu den Störungen und liegt parallel der Schichtung. Die Achse größter Verkürzung dagegen steht senkrecht auf der Schichtung.

2. Blattverschiebungen. In dem ganz flach liegenden Buntsandstein zwischen Speicher und Philippsheim sah ich auf zwei senkrecht stehenden Systemen von Scherflächen schwache horizontale Rutschstreifen, welche auf einzelne dicke Bänke beschränkt sind und nach oben und unten nicht weit aushalten. Von den Brüchen streicht der eine 130—135°, der andere 95°. Die nach diesen Beobachtungen konstruierte lange Achse des Deformationsellipsoides streicht 25°, also etwa in Richtung der Muldenlinie. Die verkürzte Achse liegt senkrecht zu ihr in der Schichtung. An dem südlichen Bahnübergang in Kordel sind ähnliche Blattverschiebungen aufgeschlossen. Die Orientierung im ganzen hat sich jedoch etwas geändert. Die Systeme streichen 140—150°, bzw. 100—110° und die Rutschstreifen fallen meist mit 5—10° nach Nordwest, parallel der Schichtung. Die Richtung stärkster Dehnung hat sich also von 25 auf 40° gedreht, und diejenige stärkster Verkürzung senkrecht auf ihr fällt mit 5° nach Nordwesten. Hier bei Kordel werden die Blattverschiebungen durchschnitten und versetzt. Letztere sind also jünger.

3. Querstörungen. Die Aufschlüsse bei Trier enthalten weiterhin Störungen, welche 145—160° streichen und mit 80—85° nach Südwesten fallen oder seiger stehen. Auf ihnen finden sich Rutschstreifen sowohl in steilster Neigung, wie auch nach Nordwesten fallend. Die Störungen verwerfen in der Vertikalen um geringe Beträge. Diese Elemente sind jünger als die anfangs erwähnten Längsstörungen, da sie jene versetzen. Ihre mechanische Bedeutung blieb ungeklärt. Einwandfreie Blattverschiebungen wurden weder bei Trier am Südostrande noch bei Kyllburg am Nordwestrande beobachtet. Sie scheinen, mechanisch sehr verständlich auf das Innere der Bucht beschränkt zu sein.

4. Die Klüftung im Buntsandstein von Trier geht wie in Mechernich den Störungen parallel. Ihre Verbreitung ist dabei weit ausgedehnter als die der zugehörigen Störungen.

C. Gegenseitige Beziehungen und relatives Alter der Tektonik der Trias in der Eifel

Die Tektonik der Trias am Nord- und Südrande der Eifel zeigt also weitgehende Übereinstimmung. Beide Buchten stellen flache Einmuldungen mit steilerem Südostrand dar, nur ist die Intensität der Tektonik verschieden. Die begleitenden Störungen haben ähnliche Richtungen und den gleichen mechanischen Sinn. Untergeordnet auftretende Blattverschiebungen zeigen gleiche geometrische und zeitliche Beziehungen zu den anderen Störungen.

Auch für die Trierer Bucht möchte ich deshalb dieselben genetischen Beziehungen der beiden Störungsarten zueinander und zum Gesamtvorgang annehmen, wie bei Mechernich: Eine Einmuldung der Schichten und die damit verbundene Dehnung der randlichen Teile in Nordwest—Südost-Richtung bedingte die Nordost-Störungen und rief später eine leichte Zusammenpressung der oberen Schichten im Muldeninneren in gleicher Richtung hervor, die zusammen mit der Dehnung in Richtung der Muldenlinie die Blattverschiebungen in den mittleren Teilen der Mulde erzeugte. Diese Vorgänge führe ich auf eine relative vertikale Aufschleppung der Ränder zurück, bei welcher der Horizontalabstand unverändert blieb. Unterschiede in der Form der Aufschleppung sind durch vorgezeichnete Strukturen (Streichen des Devons) bedingt. Dort, wo der Triasrand im Streichen des Devons liegt (in der Bucht von Mechernich am Südostrande, in der Trierer Bucht am Südost- und Nordwestrande), ist ein schmaler Krustenstreifen steil aufgebogen, wo der Triasrand hingegen die Devonschichten überschneidet (im Norden zwischen Kall und Kufferath, im Süden westlich Manderscheid), wurde ein breiter Streifen flach emporgeschleppt.

Die genaue Alterseinstufung der tektonischen Ereignisse in der Nord-Südzone der Eifel stößt auf Schwierigkeiten. Der Einbruch der Niederrheinischen Bucht ist, wie oben angeführt, jünger als die Einsenkung der Triasbucht von Mechernich-Nideggen. Für das Auftreten der Mechernicher Störungen ist also zeitlich das Untermiozän die obere Grenze, das Ende der Trias die untere. Bei der weitgehenden Übereinstimmung habe ich keine Bedenken, beide Triasbuchten aus einem einheitlichen gemeinsamen Bildungsakte herzuleiten. Leppla (1924, S. 63) nimmt an, daß die Längsstörungen der Trierer Bucht vortertiär sind, andererseits können sie nicht vor Ende des Lias angelegt sein, da dessen untere Abteilungen an der Einmuldung der Bucht noch mitbeteiligt sind. So könnte man entsprechend auch für die Triasbucht von Mechernich ein vortertiäres, jedenfalls aber ein vormiozänes und postliassisches Alter annehmen.

D. Einordnung in größere geologische Zusammenhänge

Die Triasgebiete am Nord- und Südrande führen eine relative Senkung aus, die sich in die Eifelsenke hinein erstreckt und vielleicht ganz schwach bis zu deren Scheitel hinaufreicht. Die Triasränder bei Mechernich und nördlich Kyllburg sind tektonische Stufen, die zwischen ehemals gleichen Niveaus vermitteln. Die Gleichartigkeit der Vorgänge im Norden und Süden schließt örtliche Ursachen aus. Wir können diese Bewegungen nur mit Vorgängen in

Zusammenhang bringen, die das gesamte Schiefergebirge betroffen haben. Es wäre möglich, daß bei einer posttriadischen Hebung des Schiefergebirges außer den Randgebieten, die mit dem Gebirge nicht fest verbunden waren, auch die prätriadische Schwächezone der Eifelsenke zurückblieb. Diese war, je tiefer im Gebirge, desto stärker an der Hebung beteiligt, und zwar vollzieht sich hier der tektonische Aufstieg aus dem Vorland zum Gebirge weniger steil als sonst über einzelne Flexurstufen, deren Richtung durch die Streichrichtung des Grundgebirges bestimmt wird. Bei allen späteren Hebungen oder Senkungen bildete die Eifelsenke samt der nördlichen und südlichen Triasbucht einen festen Bestandteil des Gebirges, da die Verebnungen des Eozäns und Oligozäns über Schiefergebirge und Trias ohne Störung hinweggreifen (Stickel, 1927). Im Untermiozän, beim Einbruch der Niederrheinischen Bucht, schneidet deren Westrand quer durch die Eifelsenke kurz nördlich der Flexurstufe von Mechernich. Im großen gewinnt die Eifelsenke auf den Verlauf jenes Westrandes keinen Einfluß. Im einzelnen aber wird der Verlauf der Randstörungen in charkteristischer Weise abgelenkt. Es besteht Grund zu der Annahme, daß die Trias im Untergrund der Niederrheinischen Bucht als schmale Nord-Südzone vorhanden ist und sich mit der nördlich des Ruhrkarbons erbohrten Trias verbindet. Vermutlich ist in ihr die Fortsetzung der Eifelsenke zu erblicken, die sich demnach unter der Niederrheinischen Bucht hindurch bis an den eigentlichen Rand des Schiefergebirges erstreckt.

Zusammenfassung

Die Störungen und Klüfte im Buntsandstein der Mechernich—Nideggener Triasbucht lassen sich nach mechanischen und genetischen Gesichtspunkten in drei Systeme einteilen:

1. Mechernicher Störungen bestehend aus dichtgescharten Verwerfungen mit Rutschstreifen in steilster Neigung, die um geringe Beträge (mehrere cm bis mehrere m) versetzen. Sie streichen den Schichten parallel und fallen nach beiden Seiten ein und zwar so steil, daß Schicht- und Verwerfungsfläche stets konstante Winkel miteinander bilden. Die kinematische Analyse mit Hilfe von Tonversuchen ergibt eine Dehnung parallel der Schichtebene und senkrecht zum Streichen, die durch eine Verkürzung senkrecht zur Schichtebene kompensiert wird, während in der Streichrichtung keine merkliche Verformung nachweisbar ist. In ihrer räumlichen Verbreitung sind die Mechernicher Störungen auf diejenigen Zonen am Südostrande der Triasmulde beschränkt, in denen der Buntsandstein stärker als 10^0 geneigt ist.

2. Blattverschiebungen, die in zwei um etwa 40^0 differierenden Richtungen auftreten, auf der Schichtfläche senkrecht stehen und mit Rutschstreifen parallel der Schichtung bedeckt sind. Sie sind symmetrisch zur Muldenachse der Triasmulde angeordnet, so daß diese den größeren Winkel zwischen beiden Systemen halbiert. Die durch die Blattverschiebungen erkennbare Deformation spielte sich in einer Ebene parallel zur Schichtung ab, und zwar wurde die Muldenachse gedehnt, die darauf senkrechte Richtung entsprechend verkürzt. Die Blattverschiebungen kommen nur im Zwickel zwischen dem nordwestlich und dem Nord—Süd streichenden Teil des Randes vor, sie sind jünger als die Mechernicher Störungen.

3. Randverwerfungen der Niederrheinischen Bucht, die im Bereiche der Triasmulde von ihrer normalen Streichrichtung in der Weise abweichen, daß sie senkrecht zu deren Muldenachse verlaufen. Sie sind stets antithetisch zur Schichtlage geneigt, treten in großen Abständen voneinander auf und versetzen um erheblich größere Beträge als die Mechernicher Störungen. Die Randverwerfungen sind die jüngsten Brucherscheinungen, von denen die Triasbucht betroffen wurde.

Aus dem Charakter der Bruchsysteme und ihren Beziehungen zueinander und zur Schichtlage lassen sich folgende Vorgänge ableiten: Bei der Aufwärtsbewegung des Rheinischen Schiefergebirges blieb das Gebiet der heutigen Triasbucht zurück. Die auf dem devonischen Rumpf aufgelagerte Buntsandsteindecke wurde an den Rändern der Bucht verbogen und gedehnt, wobei an Stellen stärkster Beanspruchung die Mechernicher Störungen entstanden. Bei fortschreitender Einmuldung wurden die Schichten im Muldeninnern senkrecht zum Streichen seitlich zusammengepreßt. Auch die Muldenachse selbst wurde verbogen und gedehnt, so daß in einem späten Stadium vor allem an Umbiegungsstellen Druckspannungen senkrecht, Zugspannungen parallel zur Muldenachse wirkten, die gemeinsam die Blattverschiebungen erzeugten. Die geschilderten Vorgänge wurden in einem Tonversuch nachgeahmt, wobei sowohl den Mechernicher Störungen entsprechende Strukturen, wie auch Blattverschiebungen in ähnlicher regionaler Verteilung, wie im natürlichen Vorbilde entstanden. Sehr viel später wurden die Randverwerfungen der Niederrheinischen Bucht in der Richtung senkrecht zum größten tektonischen Gefälle angelegt.

Die regionale Verteilung der Bleierze, wie ihre Beziehung zu den Bruchsystemen spricht für eine epigenetische Bildungsweise, die mit dem Aufreißen der Mechernicher Störung begann und nach der Entstehung der Blattverschiebungen endete.

Der Buntsandstein der Trierer Bucht wurde an den steil aufgebogenen Rändern von Verwerfungen zerlegt, die in ihrer mechanischen Bedeutung den Mechernicher Störungen entsprechen, während im Muldeninnern Blattverschiebungen auftreten. Hieraus wird auf eine ähnliche und gleichzeitige Entstehung beider im Gebiet der Eifelsenke gelegenen Triasmulden geschlossen.

Schriften

Beck, R.: Erzlagerstätten. — 2. Aufl. 1903.

Berg, G.: Vorkommen und Geochemie der mineralischen Rohstoffe. — Stuttgart 1927.

Behrend, F.: Beobachtungen über Blei-, Zink- und Kobalterze im Gebirge von Mechernich. — Z. prakt. Geologie, **27.** Halle 1919.

Beyschlag, F.: Über die Veränderlichkeit der Formen der Erzlagerstätten. — Z. prakt. Geol., **27.** Halle 1919.

Beyschlag, F., Krusch, P., Vogt, J. H. L.: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. — 1. u. 2. Bd. Stuttgart 1921.

Blanckenhorn, M.: Die Trias am Nordrande der Eifel. — Abh. preuß. geol. L.-A., **6**, 1. Berlin 1885.

— : Die fossile Flora des Buntsandsteins und Muschelkalkes der Umgebung von Commern. — Palaeontographica, **32.** Stuttgart 1886.

Bornhardt, W.: Die Erzvorkommen des Rheinischen Schiefergebirges. — Metall u. Erz, Heft 1. 1912—1913.

Bucher, W. H.: The mechanical interpretation of joints. — Journ. of Geology. 1920 bis 1921.

Cloos, H.: Tafel- und Kettenland im Baseler Jura und ihre tektonischen Beziehungen nebst Beiträgen zur Kenntnis des Tertiärs. — N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. **30**, S. 97—232, Taf. 4 u. 5. Stuttgart 1910.

— : Streckung und Rutschstreifen im Granit vom Zobten. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **81**. Berlin 1922.

— : Experimente zur inneren Tektonik. — Cbl. f. Min., Abt. B, Jg. 1928, S. 609—621. Stuttgart 1928.

— : Untersuchungen über Gebirgsbildung. — Forschg. u. Fortschr. 1929.

— : Künstliche Gebirge. I. — Natur u. Museum, **59**, S. 225—243. Frankfurt 1929. (5).

— : Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Schollen und Plutonen. — Geol. Rundsch. 1929.

— : Zur experimentellen Tektonik. — Naturwiss. 1930 (34).

— : Künstliche Gebirge. II. — Natur u. Museum, **60**, S. 258—269. Frankfurt 1930 (6).

— : Zur experimentellen Tektonik. — Geol. Rundsch., **21**, S. 353—367. Berlin 1930 (6).

— : Zur experimentellen Tektonik. — Naturwiss. 1931 (11).

— : Einführung in die Geologie. — Berlin 1936.

Daubrée, A.: Experimentalgeologie. — Braunschweig 1880.

v. Dechen, H.: Über die Neubildung von Weißbleierz im Meinertzhagener Bleiberg. Sber. d. Niederrh. Geol. Ges., XIV. 1857.

Dietrich, B.: Morphologie des Moselgebirges zwischen Trier und Alf. — Verh. d. Naturhist. Vereins d. preuß. Rheinlande. 1911.

Disterweg, C.: Die Beschreibung der Bleierzlagerstätte usw. am Bleiberge in Commern. — Ztschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen i. Pr. Staate, XIV.

Fliegel, G.: Zum Gebirgsbau der Eifel. — Verh. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande. 1911.

— : Die Geologie des Untergrundes der Niederrheinischen Bucht. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **92**. Berlin 1922.

— : Das alte Gebirge im Untergrunde der Niederrheinischen Bucht. — Jb. preuß. geol. L.-A., **53**, S. 397—407. Berlin 1932.

Föppi, A.: Vorlesungen über technische Mechanik. III. Festigkeitslehre. — Berlin 1927.

Fuchs, A. & Wolff, W.: Blatt Euskirchen mit Erläuterungen. — Preuß. Geol. L.-A. 1910.

Grebe, H.: Über die Trias-Mulde zwischen dem Hunsrück und Eifel-Devon. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1883, S. 462—485, Taf. 28. Berlin 1884.

Haber: Genesis der Bleierze im Buntsandstein von Commern. — Berggeist, XI. 1866.

Högbohm, A. G.: Zur Mechanik der Spaltenverwerfungen. — Upsala. Bull. Geol. Inst. Vol. 13. 2. 1916.

Holzapfel, E.: Die Geologie des Nordabfalles der Eifel. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **66.** Berlin 1910.

— : Blatt Lendersdorf mit Erläuterungen. — Preuß. Geol. L.-A. 1911.

v. Kármán, Th.: Festigkeitsversuche unter allseitigem Druck. — Z. d. Ver. deutsch. Ing., **55**, Nr. 42. Berlin 1911.

Kienow, S.: Der Zusammenhang zwischen Spannung und Verformung bei tektonischen Vorgängen. — Ztschr. f. Geophysik, 9. (1933).

Krause, P. G.: Über Unterdevon, Perm und Diluvium auf Blatt Mechernich. — Jb. preuß. geol. L.-A., **36**, II, S. 437—439. Berlin 1917.

— : Über die Entstehung der roten Kalkkonglomerate in der Eifel. — Verh. van het. Geol.-Minjnbouwkundig Gen. voor Nederland en Kolonien, Deel II. Sept. 1922.

Lehmann, K.: Das tektonische Bild des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. — Glückauf, **56**, S. 1—6, 21—27, 41—49. Essen 1920.

Lehmann, H.: Die Gesteinsklüfte des östlichen Harzvorlandes. — Geol. Arch. 1923.

Leppla, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. preuß. geol. L.-A., **45**, S. 1—83, Taf. 1. Berlin 1924.

Ljungner, Erik: Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrakküste. — Upsala 1930.

Lotze, F.: Über Zerrungsformen. — Geol. Rundsch., **22**, S. 353—371. Berlin 1931.

Mayer: Mineralogisch-petrographische Untersuchungen über die Mechernicher Lagerstätte. — Dissertation. Köln 1926.

Müllerried, F.: Klüfte, Harnische und Tektonik der Dinkelberge und des Baseler Tafeljuras. — Verh. d. Naturhist.-Medizin. Ver. Heidelberg, Bd. XV, H. 1. 1921.

Nevin, Ch. M.: Principles of structural Geology. — New York 1931.

v. Oeynhausen, C. & v. Dechen, H.: Der Bleiberg bei Commern. — Karstens Arch. f. Bergbau, IX.

Quaas, A.: Zur Geologie des Nordabfalles der Eifel. — Jb. preuß. geol. L.-A., **28**, S. 975—1011. Berlin 1907.

— : Blatt Vettweiß mit Erläuterungen. — Preuß. geol. L.-A. 1910.

— : Die Trias auf Blatt Nideggen. — Jb. preuß. geol. L.-A., **31**, II, S. 437—453. Berlin 1910.

Quiring, H.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Eifelkalkmulde von Sötenich. — Jb. preuß. geol. L.-A., **34**, II, S. 81—223, Taf. 1. Berlin 1913.

— : Über das Alter des Eifelgrabens und der Nord-Süd-Verwerfungen in der Eifel. — Z. deutsch. geol. Ges., **66**, M.-B. S. 277—283. Berlin 1914.

Riedel, W.: Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. — Cbl. f. Min., Abt. B, Jg. 1929, S. 354—368. Stuttgart 1929.

Rüger, L.: Einige Bemerkungen zur Darstellung tektonischer Elemente, insbesondere von Klüften und Harnischen. — Sber. Heidelberger Akad. d. Wiss. 1928.

— : Die Untersuchungsergebnisse an Gesteinsdeformationen (Petrotektonik). — Geol. Rundsch., **22**, S. 79—125. Berlin 1931.

Schneiderhöhn, H.: Konzentrationslagerstätten in arid-terrestrischen Schuttgesteinen. — Ber. u. Mitteil. d. oberrh. geol. Ver., **27**, S. VIII. (1928).

— : Die genetische Einteilung der Gesteine und Minerallagerstätten. — Z. f. prakt. Geol., **40**, S. 168—172. Halle 1932.

Scholtz, H.: Zur inneren Tektonik einiger Intrusivkörper aus dem Saar-Nahegebiet. — Cbl. f. Min., Jg. 1933, Abt. B, S. 605—616. Stuttgart 1933 (1933 a).

— : Die Tektonik des Steinkohlenbeckens im Saar-Nahegebiet und die Entstehungsweise der Saar-Saale-Senke. — Z. d. deutsch. geol. Ges., **85**, S. 316—382, Taf. 24—31. Berlin 1933.

Schwinner, R.: Scherung, der Zentralbegriff der Tektonik. — Cbl. f. Min., Jg. 1924, S. 469—479. Stuttgart 1924.

— : Der Begriff Scherung in der Tektonik. — Cbl. f. Min., Jg. 1928, B, S. 31—43. Stuttgart 1928.

Semmler, W.: Quellen und Grundwasser in der westlichen Eifel. — Verh. d. Naturhist Ver. d. preuß. Rheinlande. 1930.

Stach, E.: Die stereographische Darstellung tektonischer Formen im „Würfeldiagramm" auf „Stereomillimeterpapier". — Z. deutsch. geol. Ges., **74**, S. 277—307. Berlin 1922.

— : Horizontalverschiebungen und Sprünge im östlichen Ruhrgebiet. — Glückauf, **59**, S. 669—678. Essen 1923.

Stickel, R.: Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht. — Beitr. z. Landeskde. d. Rhld., Heft 3. 1923.

— : Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges usw. — Beitr. z. Landeskde. d. Rhld., Heft 5. 1927.

Wemmer, M.: Die Erzlagerstätten der Eifel. — Dissertation. Aachen 1909.

van Werveke, L.: Die ursprüngliche Umrandung der Trierer Bucht. — Berichte d. Niederrhein. Geol. Ver. 1910.

— : Die Trierer Bucht und die Horsttheorie. — Berichte d. Niederrhein. Geol. Ver. 1910.

Witte, F.: Die Aufschlüsse der Grube Kallerstollen und die Frage der Entstehung der Knottenerzlagerstätten im Buntsandstein am Nordrande der Eifel. — Metall u. Erz. 1914.

Willis, B.: Geologic structures. — New York 1929.

Wunstorf, W.: Der tiefere Untergrund im nördlichen Teile der Niederrheinischen Bucht. — Verh. Naturhist. Ver. preuß. Rheinlande. Bonn 1909.

Wunstorf, W. und Fliegel, G.: Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **67**. Berlin 1910.

Urschrift eingegangen am 15. Februar 1936
Druckauftrag erteilt am 17. September 1937

Faziesstudien im Devon und Unterkarbon der Attendorn-Elsper Doppelmulde des Sauerlandes

Hierzu Tafel 7

Von Werner Paeckelmann, Berlin

I. Vorbemerkungen

Die geologische Kartierung der Attendorn—Elsper Doppelmulde durch W. Henke und W. E. Schmidt erfolgte in den Jahren 1911—1919, zu einer Zeit, als die Stratigraphie des Oberdevons gegenüber unseren heutigen Kenntnissen noch weit zurück war. Begehungen, die ich 1923 in Verbindung mit Aufnahmearbeiten auf Blatt Balve mit Herrn W. E. Schmidt machen konnte, zeigten, daß die auf den Blättern der Attendorner Lieferung benutzte Oberdevongliederung in weiten Gebieten nur schwer mit den biostratigraphischen Einheiten der modernen Oberdevongliederung in Einklang zu bringen ist, namentlich im Bereich der sandigen Fazies. W. E. Schmidt hat auf diese Schwierigkeiten in den Erläuterungen zu Blatt Plettenberg (1924, S. 26) bereits hingewiesen.

Es ist das bleibende Verdienst von W. Henke, erkannt zu haben, daß im Attendorner Gebiet sowohl im Oberen Mitteldevon als auch im ganzen Oberdevon ein lebhafter Fazieswechsel besteht, der oftmals mit stärksten Mächtigkeitsschwankungen verbunden ist. Durch diesen Nachweis gelang es Henke zu zeigen, daß scheinbar vorhandene Lücken, die E. Schulz bekanntlich auf große Überschiebungsvorgänge zurückgeführt hatte, gar nicht bestehen, sondern durch geringmächtige Sedimente überbrückt werden.

Diese großen Faziesgegensätze beziehen sich auf das Auftreten des sandigen Oberen Mitteldevons, des Massenkalkes und mächtiger klastischer Oberdevonsedimente einerseits und der geringmächtigen Cephalopodenkalke und Tonschiefer andererseits. Dadurch, daß Henke, dem damaligen Stande unserer stratigraphischen Kenntnisse entsprechend, nur ganz wenige Einheiten (Oberes Mitteldevon, Unteres und Oberes Oberdevon) unterschied, vermochte er der räumlichen und zeitlichen Faziesentwicklung im einzelnen nicht nachzugehen. Auf seinen Kartenblättern sind die verschiedenen Gesteine faziell zwar getrennt dargestellt, aber ohne Rücksicht auf ihre Altersstellung innerhalb der stratigraphischen Einheiten. So wurden z. B. alle Rotschiefer und alle Sandsteine des Oberen Oberdevons unbekümmert um ihr Alter zusammengefaßt. Es ist ohne weiteres ersichtlich, daß wir auf diesem Wege nicht zu einer exakten Erfassung der Faziesgrenzen und ihrer Wanderungen gelangen können. Es ist dazu notwendig, die Schichtenfolgen in weit kleinere stratigraphische Einheiten aufzulösen. Nachdem es in den

beiden letzten Jahrzehnten gelungen ist, in den nördlichen und östlichen Teilen des Sauerlandes das Oberdevon biostratigraphisch weitgehend zu gliedern, kann eine derartige Gliederung nunmehr auch für die Attendorn—Elsper Doppelmulde durchgeführt werden.

Gelegentlich verschiedener Exkursionen, die ich in den Jahren 1921—1930 im Attendorner Gebiet ausführte, gelang mir bereits die stratigraphische Deutung einzelner Profile. 1931—1932 führte dann Hans Weber, einer Anregung H. Schmidt's folgend, stratigraphische Untersuchungen im Oberdevon der Attendorn—Elsper Doppelmulde aus, deren Schwerpunkt in dem von Henke nicht eingehender bearbeiteten Osten der Elsper Mulde lag. Die sehr erfreulichen Ergebnisse dieser Arbeit legte Weber 1934 in seiner Dissertation nieder.

1935 wurde G. Mempel mit der geologischen Spezialkartierung des Oberdevons der östlichen Elsper Mulde auf den Blättern Eslohe und Schmallenberg beauftragt. Diese Arbeiten habe ich im einzelnen verfolgen können und dadurch selbst einen genauen Einblick in die Einzelheiten bekommen. Es zeigte sich, daß eine stratigraphische Spezialgliederung auch im schiefrig-sandigen Faziesgebiet durchaus möglich ist. Dabei entsteht freilich auch ein erheblich komplizierteres tektonisches Bild, da sich die Spezialfalten und ihre Zerreißung in ganz anderem Umfange verfolgen lassen, als das früher möglich war.

Während des Sommers 1936 konnte ich mehrere Wochen auf die Fortführung der Arbeiten von Mempel verwenden und eine stratigraphische Übersichtskartierung des Oberdevons der Attendorn—Elsper Doppelmulde durchführen [1]).

Diese kartographischen Aufnahmen sollen hier als Grundlage für die Besprechung der Faziesverteilung während der einzelnen Stufen dienen. Zu derartigen Studien bin ich erstmalig 1913 angeregt worden, als ich von J. Ahlburg in der Lahn—Dillmulde in die geologische Kartierung eingeführt wurde. Ahlburg war wohl der erste, der die Faziesverteilung im Mittel- und Oberdevon mit tektonischen Vorgängen in Verbindung brachte. Er sprach von „Horst"- und „Muldenfazies", über die er in einer posthumen Arbeit 1919 zusammenfassend berichtete. Noch stärker wurde ich durch die Aufnahmen im Oberdevon der Gegend von Balve an diese Probleme herangeführt. Vielfache Diskussionen mit meinem Freunde H. Schmidt führten in den Jahren 1922—1924 zu einer weitgehenden Klärung der gesetzmäßigen Verknüpfung der Faziesgebiete im rheinischen Oberdevon. H. Schmidt machte 1925 dazu grundsätzliche Ausführungen. Er lehnte die Ahlburg'schen Begriffe der „Horst"- und „Muldenfazies" ab, weil „das Zusammenfallen mit heutigen Sättel- und Muldengebieten durchaus nicht im Wesen der Faziesgebiete liegt". H. Schmidt spricht von „Schwellen- und Beckenfazies", Begriffen, die heute Allgemeingut der geologischen Forschung geworden sind. Ich selbst habe dann 1930 zu den Problemen Stellung genommen und — im Gegensatz zu H. Schmidt — auf die nahen Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik hingewiesen, die sich mir bei meinen Arbeiten im Sauerlande aufdrängten. Ich sagte damals (1930, S. 595), „daß parallel zum Streichen der Falten-

1) Die Kartenaufnahmen sind im Archiv der Geologischen Landesanstalt niedergelegt.

achsen stabile Zonen mit geringmächtigen Sedimenten und labile Zonen mit großen Mächtigkeiten abwechseln, daß sich bis zu einem gewissen Grade also das heutige Faltenbild schon in der Verteilung der Sedimente widerspiegelt".

F. Dahlgrün hat 1927 die Faziesverteilung des Devons im Harze auf Schwellen- und Beckenbildung zurückgeführt, wobei er — ganz ähnlich wie ich im Sauerlande — die Schwellen- und Beckenbildung durch Spezialundationen bei der abwärtigen Hauptundation des ganzen Geosynklinalraumes erklärt. Dabei kommt Dahlgrün ebenfalls zu dem Ergebnis, daß die Schwellen „ungefähr dem Streichen der Schichten" folgen (1927, S. 99). Dies ist nach Dahlgrün „nicht weiter verwunderlich, da schon die Falten der kaledonischen Gebirgsbildung der Nordost-Richtung folgten. Es ist hierin lediglich die Abhängigkeit der nachfolgenden Sedimentation von der vorangegangenen Faltung zu erblicken" (1927, S. 99).

H. Schmidt hat sich — Diskussionsbemerkungen zufolge — von den Beziehungen zwischen Becken und Schwellen zur Faltentektonik nicht überzeugen lassen. Er nimmt an, daß die Faziesgrenzen zwar annähernd dem Schichtenstreichen folgen, aber dieses im Sauerlande doch unter einem nach Norden abweichenden Winkel spitzwinklig schneiden.

Am schärfsten hat sich Henke gegen meine Auffassung gewendet, sowohl in Diskussionsbemerkungen als auch in einem Aufsatz von 1925. Henke ist der Meinung, daß in der Attendorn—Elsper Doppelmulde der Fazieswechsel in allen Stufen des Mittel- und Oberdevons „im großen Ganzen in einer Südwest—Nordost verlaufenden Linie spießwinklig zur Faltung liegt und nicht in Mulden- und Sattelfazies unterschieden werden kann" (1925, S. 250).

H. Weber hat in seiner Dissertation eine Reihe von anschaulichen Skizzen gegeben, die das Wandern der Fazies im Oberdevon von Stufe zu Stufe erkennen lassen. Man gewinnt aus diesen Bildern unmittelbar den Eindruck einer Parallelität von Faltung und Schwellenbildung, wobei die Grenze zwischen Becken- und Schwellenfazies im Grundriß das Bild eines untertauchenden Sattels zeigt. Die Darstellung von Weber ist stark schematisch und in ihren Grundlagen auch anfechtbar. Es soll daher im folgenden, im Anschluß an eine Besprechung der stratigraphischen Verhältnisse, an Hand des vorliegenden Tatsachenmaterials nochmals in eine Diskussion des Verlaufes der Schwellen- und Beckengrenzen eingetreten werden. Dabei wird sich zeigen, daß ebenso wie im nördlichen und östlichen Sauerlande, im Lahn—Dillgebiet und im Harz auch in der Attendorn—Elsper Doppelmulde die Schwellen- und Beckenbildung ganz klare Beziehungen zum Gebirgsbau besitzt.

II. Stratigraphie

1. Oberes Mitteldevon

Die Oberen Stringocephalenschichten, die hier allein betrachtet werden sollen, werden am Südflügel der Elsper Mulde zwischen Bonzel und Brenschede sowie im Bereich der Meggener Mulde auf Blatt Altenhundem durch die von Henke beschriebenen *discoides*-Kalke vertreten, die eine Mächtigkeit von 8 m erreichen. Auf größere Erstreckung wird dieser Kalk bekanntlich durch das Meggener Schwefelkies- bzw. Schwerspatlager vertreten.

Am Westende des Südflügels der Elsper Mulde, zwischen Mecklinghausen und Pettmecke (Blatt Attendorn) treten an die Stelle der hellen *discoides*-Kalke ebenfalls geringmächtige dunkle styliolinenführende Tonschiefer mit schwarzen Cephalopodenkalken (tmkβ der Karte), die auch im Bereich des Sattels von Obervalbert die Oberen Stringocephalenschichten als ausgesprochene Schwellenfazies vertreten.

In dem von Henke (Erläuterungen zu Blatt Endorf, S. 25—26) beschriebenen Steinbruch an der Straße Kobbenrode—Obermarpe sind diese Schiefer als Sattelkern im Liegenden des Adorfer Kalkes aufgeschlossen. Die Schiefer sind schwefelkiesreich und enthalten zahlreiche Pteropoden, die Kalke *Maeneceras terebratum* und Parodiceraten. Unmittelbar unter dem Adorfer Kalk liegen etwa ½ m Schiefer mit Flinzkalkflasern und Kalkknollen, darunter 70 cm dunkelgrauer Massenkalk mit Korallen; dann folgen, als tiefste Schichten, die reinen Tonschiefer mit Kalkknollen. Nach Henke sollen hier im Adorfer Kalk Massenkalkbänke liegen, was nach den Aufschlüssen bei Hespecke durchaus nicht ungewöhnlich sein würde. Bei Obermarpe handelt es sich jedoch um Massenkalk an der Basis des Adorfer Kalkes, um eine Verzahnung mit Tonschiefern und Cephalopodenkalken des Oberen Mitteldevons. In ähnlicher Weise dürfte die Verzahnung dieser Schiefer mit zunächst geringmächtigem Massenkalk am untertauchenden Dünscheder Sattel bei Niedermelbecke erfolgen, wo beide Faziesentwicklungen nebeneinander auftreten.

Am Südflügel der Elsper Mulde, zwischen Mecklinghausen und Pettmecke (Blatt Attendorn), sind die Tonschiefer mit Cephalopodenkalken im Liegenden des Adorfer Kalkes bisher noch nicht überall nachgewiesen. Die geringmächtigen Schiefer entziehen sich in dem schlecht aufgeschlossenen Waldgelände leicht der Beobachtung. Man darf aber aus ihrer bisherigen Nichtbeobachtung nicht auf ihr Fehlen schließen. Jedenfalls haben wir keinen Anhalt dafür, daß bei Mecklinghausen das „sandige Obere Mitteldevon" (tmx von Blatt Attendorn) noch die Oberen Stringocephalenschichten vertritt, wie Henke annahm. Diese tmx-Schichten dürften vielmehr den Finnentroper Schichten, also den Mittleren Stringocephalenschichten im Sinne von Lotze angehören.

Im östlichen Teil der Elsper Mulde werden die Oberen Stringocephalenschichten durch den Beisinghäuser Kalk Lotze's vertreten. Mempel hat sich eingehend mit diesem Kalk beschäftigt und festgestellt, daß er nicht, wie Lotze und Weber annahmen, ins Oberdevon hinaufgeht. Der Beisinghäuser Kalk ist am reinsten und mächtigsten im äußersten Osten, bei Beisinghausen, entwickelt, wo seine dunkelgrauen bis schwarzen, flinzartigen, plattigbankigen Kalke eine Mächtigkeit von 30 m erreichen. Der Beisinghäuser Kalk ist sehr fossilarm. Spärliche Reste von Styliolinen, Choneten, Productellen, Buchioliden, Orthoceren, Bactriten und Korallen deuten auf einen Übergang zwischen Cephalopoden- und Flinzfazies hin.

Von Beisinghausen nach Westen nimmt die Mächtigkeit des Beisinghäuser Kalkes am Nordflügel der Elsper Mulde ab und beträgt bei Lüdinghausen nur noch 10 m. Noch weiter westlich, bei Niedermarpe und Dormecke, nimmt der Kalkzug ausgesprochenen Flinzcharakter an; gleichzeitig wird er reich an Schieferlagen. Seine geringe Mächtigkeit behält er aber bei. Henke hat ihn hier (Blatt Endorf) als Flinz dargestellt.

Ähnlich ist die Entwicklung auf dem Südflügel der Elsper Mulde in der Gegend von Dorlar—Menkhausen (Blatt Eslohe), wo der Beisinghäuser Kalk in etwa 25 m mächtige Flinzkalke übergeht.

Auf Blatt Schmallenberg, zwischen Niederberndorf und Bracht, stellen sich unter dem Adorfer Kalk graue, kalk- und schwefelkiesreiche, dunkelgrau und rötlich gebänderte Schiefer mit flaserigen Kalkknollen und dünnen rötlichen Kalkbänken ein, die von Tentaculitenschiefern der Unteren Stringocephalenschichten unterlagert werden. Diese „Flaserkalkschiefer" entsprechen nach Mempel den Mittleren und Oberen Stringocephalenschichten, vertreten also nicht nur den Beisinghäuser Kalk sondern auch noch das „sandige Obere Mitteldevon" der Blätter Eslohe, Endorf, Altenhundem und Attendorn. Die Mächtigkeit beträgt bis zu 40 m, ist also im Vergleich zur nördlichen Schichtenentwicklung äußerst gering. In der Gegend von Bracht geht der obere Teil dieser Flaserkalkschiefer in den *discoides*-Kalk, der untere Teil in geringmächtiges „sandiges Oberes Mitteldevon" von Meggen—Brenschede über.

Als ganzes betrachtet müssen wir den Beisinghäuser Kalk mit seinen Abwandlungen als Flinz und Flaserkalkschiefer als Übergang von der reinen Schwellenfazies zur Beckenfazies betrachten, ihn aber wegen der geringen Mächtigkeit noch als Schwellensediment bezeichnen.

Die Beckenfazies des Oberen Mitteldevons tritt uns im Südwesten als Massenkalk, im Nordosten als Flinz entgegen.

Der Massenkalk ist am Dünscheder Sattel und am Nordflügel der Attendorner Mulde sowie am kleinen Spezialsattel von Serkenrode entwickelt. Die Mächtigkeiten sind im Westen, im Lenne- und Biggegebiet am größten, im Verzahnungsgebiet mit den Cephalopodenkalken bzw. Schiefern am geringsten. Im übrigen muß erst eine biostratigraphische Neuuntersuchung des Attendorner Massenkalkes durchgeführt werden, ehe über seine Beziehungen zu den Schwellensedimenten im einzelnen Stellung genommen werden kann. Schon Henke hat festgestellt, daß der Massenkalk örtlich ins Oberdevon hinaufgeht. Andererseits hat Wedekind (1925, S. VI) die Auffassung vertreten, daß der Attendorner Massenkalk die gesamten Honseler Schichten mit umfasse, also das gesamte Obere Mitteldevon darstelle. Als sicher kann schon jetzt gelten, daß der Attendorner Massenkalk nicht in allen Gebietsteilen dasselbe Schichtenprofil umfaßt, wenn es nach den Erfahrungen in Nachbargebieten auch ganz unwahrscheinlich ist, daß erhebliche Teile in die Mittlere Stringocephalen-Stufe hinabreichen.

Die maximale Mächtigkeit des obermitteldevonischen Massenkalkes der Attendorner Mulde ist auf 4—500 m zu schätzen und steht damit auf jeden Fall in starkem Gegensatz zu den geringmächtigen Sedimenten der benachbarten Schwellenfazies, die eine Mächtigkeit von 10—20 m nicht überschreiten.

Die Flinzfazies des Oberen Mitteldevons beherrscht die Mulde von Ober- und Niedersalvey (Blatt Endorf) im Norden der Attendorner Mulde und ist von dort ins Wennegebiet und in die Gegend von Meschede weiter zu verfolgen. Die Mächtigkeiten schätzt Henke bei Nieder-

salvey auf 250—300 m, also ebenfalls auf ein zehnfaches der maximalen Mächtigkeit der Schwellensedimente.

2. Die Adorfer Stufe

Im unteren Teil der Adorfer Stufe spielen Beckensedimente in Form von Massenkalk (Dorper Kalk) am Westende der Attendorn—Elsper Doppelmulde noch eine gewisse Rolle. Im übrigen sind nur geringmächtige Sedimente entwickelt: *Pharciceras*-Kalk, Adorfer Kalk und Bandschiefer. Im höheren Teil der Adorfer Stufe haben diese Schwellensedimente von der ganzen Doppelmulde Besitz ergriffen.

Die räumliche Ausdehnung und die Mächtigkeiten des Dorper Kalkes sind noch nicht näher bekannt. Er scheint aber als regelmäßiges Schichtglied im Liegenden des Adorfer Kalkes am Nordflügel der Attendorner Mulde zwischen Ahausen und Fretter sowie am Sattel von Dünschede—Niedermelbecke entwickelt zu sein. Faunen, die das oberdevonische Alter des obersten Massenkalkes beweisen, liegen sowohl vom Dünscheder Sattel (Niederhelden) als auch aus der Attendorner Mulde (Weringhausen) vor. Beim Bahnhof Deutmecke, wo der Eskesberger Kalk des Obersten Mitteldevons mit seiner reichen Fauna („Frettertal") typisch entwickelt ist, streicht der Dorper Kalk in petrographisch gleicher Beschaffenheit wie bei Wülfrath—Elberfeld, wie im Hönnetal und bei Brilon in etwa 250—300 m Breite zutage aus. Die wahre Mächtigkeit dürfte etwa 150—200 m betragen.

Bei Fretter keilt der Dorper Kalk am Nordflügel der Attendorner Mulde zusammen mit den übrigen Gliedern des Massenkalkes aus. In der kleinen vorgelagerten Spezialmulde von Serkenrode, 2,5 km nordöstlich von Fretter, wird der Dorper Kalk bereits durch mergelige Styliolinenschiefer vertreten, die etwa 20 m mächtig sein mögen. Sie werden (wie der Dorper Kalk) von Adorfer Kalk überlagert.

Weiter östlich, bei Ramscheid und Dormecke, am Ostrand der Attendorner Mulde, wird die ganze Adorfer Stufe durch wenige Meter mächtige Kalkbänderschiefer vertreten, dem unteren Teil des schmalen, auf der geologischen Karte (Blatt Endorf) als tot_2 dargestellten Schichtbandes. Nach Osten werden diese Bandschiefer am Nordflügel der Elsper Mulde etwas mächtiger. Bei Bockheim und Niedermarpe mögen diese Schiefer eine Mächtigkeit von 50 m erreichen, weiter östlich, auf Blatt Eslohe, nach Mempel sogar 150 m. Dort kann man eine faunistische Gliederung erkennen, indem im unteren Teil der Bandschiefer Styliolinen vorherrschen, die nach oben hin allmählich durch Ostracoden der Gattungen *Primitia* und *Primitiella* verdrängt werden, um dann einer reinen Ostracodenfauna mit *Nehdentomis*-Formen Platz zu machen. Diese Gliederung ist dieselbe wie im schiefrigen Unteren Oberdevon z. B. bei Balve und Endorf, wo die liegenden, der *Pharciceras*-Zone angehörenden Styliolinenschiefer von den höheren Bandschiefern der Adorfer Stufe abgetrennt werden können.

Am Südflügel der Elsper Mulde setzt im äußersten Osten, am Ilpe-Bach auf Blatt Eslohe im oberen Teil der Bandschiefer, allmählich der Adorfer Kalk wieder ein, zunächst in Linsenform, dann — wie bei Balve und Affeln — in Form eines durchgehenden Horizontes. Gleichzeitig werden die Bandschiefer zunehmend geringmächtiger, um schließlich in der Gegend von Menkhausen

völlig durch 8—12 m mächtigen Adorfer Kalk ersetzt zu werden. Faunistisch ist bisher nur die β—γ-Zone der Adorfer Stufe nachgewiesen, doch müssen auch die übrigen Zonen in dem Kalkzuge enthalten sein.

Im weiteren Fortstreichen stellen sich auf Blatt Schmallenberg bei Arpe im Hangenden des Adorfer Kalkes wieder kalkige Bandschiefer mit Styliolinen und Ostracoden ein, die auf Blatt Altenhundem am Südflügel der Elsper Mulde und im Bereich der Meggener Mulde den Adorfer Kalk wieder fast ganz verdrängen. Nur der unterste Teil der Adorfer Stufe, die *Pharciceras*-Zone, pflegt in diesem Gebiet noch als Cephalopodenkalk entwickelt zu sein. Der *Pharciceras*-Kalk ist in einer Mächtigkeit von 1—2 m zwischen Bonzel und Brenschede im engsten Verbande mit den *discoides*-Kalken des Oberen Mitteldevons zu verfolgen. Die darüber auftretenden Bandschiefer der höheren Adorfer Stufe sind etwa 20 m mächtig und enthalten örtlich noch einzelne Linsen oder dünne Bänke von Adorfer Kalk, an der Oberkante auch von Kellwasserkalk, z. B. in dem großen Aufschluß an der Straße Halberbracht—Meggen.

Im äußersten Südwesten ist die Adorfer Stufe am Südflügel der Elsper Mulde wieder ganz als Adorfer Kalk entwickelt, der zwischen Mecklinghausen und Pettmecke in etwa 10 m Mächtigkeit im Hangenden der Tonschiefer mit Cephalopodenkalken des Obersten Mitteldevons folgt und dort auch noch die *Pharciceras*-Zone enthalten muß.

Auf dem Nordflügel der Elsper Mulde (Südflügel des Dünscheder Sattels) setzt dann im Repetal plötzlich in der *Pharciceras*-Zone die Massenkalkfazies mit dem Dorper Kalk wieder ein, der vom Adorfer Kalk in geringer Mächtigkeit überlagert wird. Diese Ausbildung ist auf dem Südflügel des Sattels bis ins Lennetal bei Grevenbrück zu verfolgen und tritt in gleicher Weise auch auf dem Nordflügel des Sattels (Südflügel der Attendorner Mulde) zwischen Ahausen und Niedermelbecke auf. Nur bei Silbecke (Blatt Attendorn) scheint der Adorfer Kalk örtlich teilweise durch geringmächtige Styliolinenschiefer vertreten zu werden. In diesem hauptsächlich auf Blatt Attendorn gelegenen Gebiet des westlichen Dünscheder Sattels ist der Adorfer Kalk im Hangenden des Massenkalkes zwar von Henke vielfach nicht dargestellt worden, und Henke betont auch ausdrücklich, daß dort Nehdener Schiefer vielfach unmittelbar über dem Massenkalk lägen. Eine Reihe von neuen Aufschlüssen im Repe- und Biggetal hat jedoch gezeigt, daß sich der Adorfer Kalk wegen seiner geringen Mächtigkeit (oft nur 3—4 m) in mangelhaft aufgeschlossenen Profilen lediglich der Beobachtung entzieht. Stellenweise ist er aber auch von Henke vermutet und nur wegen des Fehlens beweisender Fossilien nicht dargestellt worden. Häufiger ist auch die Grenze Massenkalk—Oberdevon eine Bewegungsfläche, so daß der Adorfer Kalk tektonisch unterdrückt wurde. Sehr schöne Bilder dieser Art sind an der neuen Straße über dem Biggetal bei Ahausen zu sehen, wo in einzelnen Schuppen der Adorfer Kalk fehlt, in anderen bis 15 m mächtig erhalten blieb.

Wie in den Bandschiefern der Meggener Mulde so treten auch im oberen Teil des Adorfer Kalkes am Dünscheder Sattel und am Westende der Elsper Mulde gelegentlich schwarze Kalklinsen mit der Fauna des Kellwasserkalkes (I δ) auf, so bei Ahausen und bei Pettmecke.

Der Massenkalk des Dünscheder Sattels keilt bei Niedermelbecke aus. Gleichzeitig taucht der Sattel dort unter. Es scheint, daß dort die gesamte Adorfer Stufe durch Adorfer Kalk in etwa 10 m Mächtigkeit vertreten wird.

Sicher ist das in den Sätteln von Elsmecke und Obervalbert—Kobbenrode der Fall, die — etwas nach Südosten versetzt — den Dünscheder Sattel nach Osten fortsetzen. In diesem zentralen Gebiet der östlichen Doppelmulde überlagert der Adorfer Kalk die Tonschiefer mit Cephalopodenkalken des Oberen Mitteldevons.

Von Interesse ist das Auftreten zweier Massenkalkbänke im Adorfer Kalk bei Hespecke (Blatt Altenhundem). Die untere, 1 m dicke Massenkalkbank enthält Knollen von *Phillipsastraea;* sie entspricht dem Iberger Kalk. In demselben Steinbruch will Henke „sandige glimmerhaltige Zwischenlagen" im Adorfer Kalk beobachtet haben (Erläuterungen zu Blatt Altenhundem, S. 32). Henke schließt daraus auf eine Verzahnung des Adorfer Kalkes mit einer sandig-tonigen Fazies. Ich habe den Adorfer Kalk des Steinbruches von Hespecke Bank für Bank untersucht, aber keine sandige Lage feststellen können, die auch nach der faziellen Gesamtentwicklung der Adorfer Stufe ganz ungewöhnlich wäre, da es in ihr eine sandige Fazies im gesamten Sauerlande nicht gibt. Im Steinbruch von Hespecke geht der Adorfer Kalk in graue flasrige Kalkknollenschiefer der Nehdener Stufe über, die Henke vermutlich noch zum Adorfer Kalk gerechnet hat. Diese Nehdener Schichten sind zur Zeit schlecht aufgeschlossen; vielleicht enthalten sie die von Henke beobachteten sandigen Lagen, was nach der faziellen Entwicklung der Nehdener Stufe in der Attendorner Mulde nicht verwunderlich wäre.

3. Die Nehdener Stufe

Während in der Adorfer Stufe die ganze Attendorn—Elsper Doppelmulde mit Ausnahme des Massenkalkgebietes im äußersten Westen ganz von der Schwellenfazies beherrscht wird und sandige Schichten völlig fehlen, tritt im Mittleren Oberdevon ein Umschwung ein, indem die Sandfazies in die östlichen Randgebiete vordringt.

Die Cephalopodenkalkfazies ist lange verkannt worden. Die geringmächtigen und äußerst fossilarmen Kalke bilden am untertauchenden Dünscheder Sattel zwischen Hespecke—Niedermelbecke und Elspe—Trockenbrück, an den Spezialsätteln von Esmecke und Obervalbert, sowie am Nordflügel der Attendorner Mulde zwischen Bamenohl und Fretter und im äußersten Südwesten der Elsper Mulde bei Mecklinghausen und Pettmecke die unmittelbare Fortsetzung des Adorfer Kalkes, der im Hangenden in graue flaserige Kalke oder Knoten- und Knollenkalke mit Zwischenlagen von kalkigen Schiefern übergeht. Die größte Mächtigkeit wurde in dem neuen Steinbruch am östlichen Talrand nördlich Punkt 402 bei Obervalbert mit 6 m festgestellt. Dort konnte auch das Vorkommen von Cheiloceraten beobachtet werden, die im übrigen auch von Weber schon aus entsprechenden Kalken der Gegend von Deutmecke angegeben werden.

Bei Bamenohl und Grevenbrück werden die *Cheiloceras*-Kalke sehr schnell ersetzt durch milde dunkle Tonschiefer in 10—30 m Mächtigkeit, die im Repetal bei St. Claas eine schöne verkieste Nehdener Fauna geliefert haben. Diese Fazies der Nehdener Schiefer beherrscht den Dünscheder Sattel westlich der Lenne und greift bei Heggen auch auf den Nordflügel der westlichen Attendorner Mulde über.

Am Südflügel der Elsper Mulde wird die Cephalopodenfazies dicht östlich Pettmecke (Blatt Attendorn) sehr schnell durch eine Bänderschieferfazies ersetzt, die im Hengsbecktal, bei Bonzel, Maumke und Meggen herrscht. Diese Bänderschiefer, die eine Mächtigkeit von etwa 25 bis 50 m besitzen, bilden den oberen Teil des von Henke und W. E. Schmidt auf den geologischen Karten der Attendorfer Lieferung als tot_2 dargestellten „Horizontes der gebänderten Schiefer". Die Ausbildung dieser Schiefer ist die gleiche wie weiter im Norden, in der Gegend von Affeln und Balve. Von den Bandschiefern der Adorfer Stufe unterscheiden sich die zur Nehdener Stufe gehörenden Schichten durch ihre grünlicheren grauen Farbtöne, durch schwächere und schmälere Bänderung und durch das Zurücktreten der für die Adorfer Bandschiefer bezeichnenden schwarzen, kalkigen, flinzartigen Bandlagen, im ganzen also durch größere Eintönigkeit. Mit Hilfe der Ostracoden läßt sich die Grenze Adorf—Nehden mitunter auch paläontologisch erfassen, da Cypridinenschiefer nicht ganz selten sind. Der petrographische Unterschied der beiden Horizonte der gebänderten tot_2-Schiefer ist z. B. sehr gut in dem schon erwähnten Aufschluß an der großen Kurve der Meggen—Halberbrachter Straße zu beobachten, wo eine 1 m dicke Bank kohligen Schiefers mit Linsen von schwarzem Kellwasserkalk die Grenze der Adorfer Bandschiefer mit ihren breiten schwarzen Bändern gegen die schwach gebänderten grünlichen Bänderschiefer der Nehdener Stufe bezeichnet.

Diese gebänderten Schiefer spielen auch im östlichen Teil der Attendorn-Elsper Doppelmulde eine große Rolle, aber nur im unteren Teil der Nehdener Stufe. Im oberen Teil herrschen sandige Schichten vor. Auf dem Südflügel der Elsper Mulde und in der Meggener Mulde setzt die Sandfazies der Oberen Nehdener Schichten dicht westlich Halberbracht ein. Hierher gehört ein Teil der als „tog" auf Blatt Altenhundem dargestellten Sandsteine. Im Norden tritt die Sandsteinfazies zuerst bei Ruhrmannsmühle unweit Fretter am Nordflügel der Attendorner Mulde und in der vorgelagerten Mulde von Serkenrode auf. Diese Nehdener Sandsteine haben dieselbe stratigraphische Position wie der Plattensandstein von Elberfeld—Iserlohn. Wie dieser wird er örtlich von geringmächtigen Rotschiefern begleitet. Diese ältesten Rotschiefer des sauerländischen Oberdevons unterscheiden sich von den Fossley-Rotschiefern durch ihre weniger leuchtenden, mehr violettroten Farbtöne und durch das Fehlen von Kramenzellagen.

Derartige Rotschiefer sind im Süden der Doppelmulde im mittleren Teil der Mulde von Meggen und beiderseits des Ernestus-Tales am Südflügel der Elsper Mulde entwickelt und stellen sich dann wieder auf Blatt Schmallenberg und Blatt Eslohe am Ostende der Elsper Mulde ein. Am Ostende der Attendorner Mulde sind Nehdener Rotschiefer im Marpetal und bei Bockheim nachzuweisen, wo sie an 30 m mächtig werden. Sie enthalten dort Cypridinenschieferlagen mit typischen *Entomis*- und *Nehdentomis*-Arten der Nehdener Stufe. Spuren von Rotschiefern wurden ferner noch westlich von Dormecke und in der Mulde von Serkenrode beobachtet.

Die Oberen Nehdener Schichten bestehen im Osten der Doppelmulde aus einer Wechsellagerung grauer, teils milder, teils feinsandiger Tonschiefer mit grauen, glimmerreichen, plattigen Quarzsandsteinen, die im Gegensatz zu den Pönsandsteinen des höheren Oberdevons kalkarm und weniger wulstig sind. Zumeist sind die Sandsteine unregelmäßig verteilt, mitunter schließen sie sich

aber auch zu größeren Paketen zusammen. Ein solcher Nehdensandsteinzug ist z. B. das nördliche der auf Blatt Altenhundem und Blatt Endorf als „tog" ausgeschiedenen Bänder zwischen Ramscheid und Dormecke. Die Sandsteinfolgen erreichen örtlich Mächtigkeiten von 100 m. Die Gesamtmächtigkeit der Nehdener Stufe dürfte im östlichen Teil der Elsper Mulde 200 m betragen, im östlichen Teil der Attendorner Mulde (bei Ramscheid—Dormecke—Niedermarpe) sogar noch mehr. Am Südflügel der Elsper Mulde und in der Meggener Mulde geht die Mächtigkeit dagegen auf etwa 100 m zurück.

4. Die Hemberg-Stufe

Der Hemberg-Stufe gibt, wie im ganzen Sauerlande, der Fossley das Gepräge. Diese Fazies roter und grüner Schiefer und Kalkknotenschiefer tritt überall hervor, ganz gleich ob wir uns in der sandfreien, geringmächtigen „Clymenienkalkfazies" des Westens oder der Pönsandsteinfazies des Ostens befinden.

Bezeichnend für die Clymenienkalkfazies sind knollige, fossilführende Kalkbänke, die dem im übrigen normal entwickelten Fossley eingelagert sind. Eine petrographische Abtrennung der Clymenienkalke ist unmöglich. Vorzügliche Aufschlüsse in diesen Fossley-Clymenienkalken bietet die neue Straße über dem Biggetal bei Ahausen. Die hier über 20 m mächtige Schichtenfolge besteht aus gut geschichteten Rotschiefern mit roten und grünen Kramenzelkalkbänken, Kalkknotenschieferlagen und knolligen Kalken, die besonders im oberen Teil fossilreich sind.

Diese Ausbildung herrscht in der westlichen Attendorner Mulde und im westlichen Teil des Dünscheder Sattels, ohne daß eine scharfe Grenze gegen die normale fossilarme Fossleyfazies besteht. Im einzelnen ist die Ausbildung je nach dem Vorherrschen der Schiefer oder der Kramenzelkalke recht wechselvoll. Die Mächtigkeit geht örtlich auf wenige Meter herunter; am geringsten ist sie in den Profilen von Trockenbrück und Bamenohl an der Lenne, wo die Hemberg-Stufe aus nur 5 m mächtigen Fossleykramenzelkalken besteht. Gegenüber von Trockenbrück, an der Pfefferburg, ist dagegen die Mächtigkeit auf etwa 50 m angeschwollen; dort liegen an der Basis der Hemberg-Stufe rötliche Marmorkalke, die nach oben in vorwiegend rote, weniger grüne Fossleykramenzelschiefer mit einzelnen Knollenkalklagen übergehen.

Am Südwestende der Elsper Mulde, zwischen Niederhelden und Mecklinghausen, verschwinden die Clymenienkalke, um einem vorwiegend aus Rotschiefern bestehenden Fossley Platz zu machen, der zwischen Mecklinghausen und Pettmecke herrschend wird und dort Mächtigkeiten von 60—70 m erreichen dürfte. Östlich von Pettmecke, auf Blatt Altenhundem, schwillt die Mächtigkeit dann schnell durch Aufnahme von Pönsandsteinen an.

Im Norden setzt die Sandsteinfazies erst 7 km weiter östlich, in der Gegend von Obermarpe, ein. In der Attendorner Mulde ist sie nur andeutungsweise entwickelt. Am Nordflügel dieser Mulde ist die Clymenienkalkfazies bis in die Gegend von Deutmecke zu verfolgen, wo die Hembergschichten etwa 50 m mächtig vollständig aufgeschlossen sind. Über den *Cheiloceras*-Kalken folgen dort zunächst Rotschiefer mit Lagen dünner Kalkknoten, dann einige Bänke tiefroten Kalkknoten- und Kalkknollenschiefers mit Cephalopoden, zu oberst wieder vorherrschend rote Schiefer. Weiter östlich, bei Otterstein

und Fretter, herrschen milde, graue, grüngebänderte, kalkige Ton- und Feinsandschiefer vor, die untergeordnet Rotschieferlagen enthalten. Diese ledergelb verwitternden Schiefer sind oft schwer als Fossley zu erkennen, doch wird die Altersbestimmung durch das Auftreten von Ostracoden (*Richterina-* neben *Nehdentomis*-Arten) erleichtert. Östlich der nach Obervalbert führenden Straße liegen in diesen etwa 75 m mächtigen Schiefern bei Ruhrmannsmühle (Nordrand von Blatt Altenhundem) die ersten dünnen Bänke von graugrünem Kalksandstein, wodurch der Beginn der nordöstlichen Pönsandsteinfazies angezeigt wird.

Am untertauchenden Dünscheder Sattel und in den anschließenden Sätteln von Elmsecke und Obervalbert herrschen rote Schiefer mit Kalkknotenschieferlagen vor. Die Mächtigkeit scheint 50 m nur an wenigen Stellen etwas zu überschreiten und geht am Sattel von Obervalbert, wo Kramenzelkalke stärker hervortreten, auf wenige Meter herab.

Im nördlichen Teil der Elsper Mulde, in der Frielinghäuser Teilmulde, herrscht ebenfalls noch die sandsteinarme Fossleyschieferfazies in verhältnismäßig geringer Mächtigkeit (< 100 m) vor. Am Lochtroper Sattel setzt dann im Osten der Elsper Mulde die Pönsandsteinfazies wieder ein. Sie greift als schmale Zunge bis in die Gegend von Obermarpe vor, wo sie einen Teil der auf Blatt Altenhundem als to ɔ dargestellten Schichten umfaßt. Zu geschlossenen Sandsteinfolgen kommt es aber erst in der Grimminghausener Teilmulde zwischen Lochtrop—Dorlar und Menkhausen, von wo sie in südwestlicher Richtung am Südflügel der Elsper Mulde bis über Bonzel hinaus verfolgt werden können. In der Meggener Mulde herrschen wieder Fossleyschiefer vor, obgleich auf der geologischen Karte to ɔ - Sandsteine verzeichnet sind.

Am markantesten ist der Sandstein auf Blatt Altenhundem entwickelt, wo er vom Herrscheid im Osten über den Bockenberg, die Hardt und den Strumberg bis zum Sandberg bei Bonzel leicht zu verfolgen und auf der Karte von Henke als tog-Band eingetragen ist. Dieser „Herrscheid-Sandstein" scheint Mächtigkeiten von über 150 m zu erreichen und nimmt eine mittlere Lage im Profil der Hembergschichten ein. Im unteren und oberen Teil der Profile herrschen rote und grüne Schiefer mit Kalkknotenschieferlagen vor. Die Kalkknotenschiefer (ton der Karte) pflegen im oberen Teil stärker entwickelt zu sein als im unteren. Im übrigen ist aber die ganze Stufe im Bereich der Sandsteinfazies sehr wechselvoll, und Sandsteine treten auch außerhalb des Herrscheid-Sandsteinzuges vielfach auf. Die Gesamtmächtigkeit ist wegen lebhafter Spezialfaltung schwer zu schätzen, dürfte am Südflügel der Elsper Mulde aber auf mehr als 250 m anschwellen.

Die Sandsteine der Hemberg-Stufe sind in der Elsper Mulde nur teilweise in Form der sonst üblichen grünlichen und rötlichen, plattig-bankigen und wulstigen Kalksandsteine („Pönsandsteine") entwickelt. Besonders im Herrscheid-Sandsteinzuge sind vielfach graue bis graugrüne, kalkarme Sandsteine zu beobachten, die von den Nehdener Plattensandsteinen kaum zu unterscheiden sind. Es ist von Interesse, daß analoge graue Sandsteine auch weiter im Norden in den Hemberg-Schichten der Affelner Mulde zwischen Blintrop und Allendorf auf Blatt Plettenberg eine weitere Verbreitung haben; sie bilden dort einen Teil dessen, was auf den Kartenblättern als to ɔ dargestellt ist.

5. Die Dasberg-Stufe

In der Dasberg-Stufe spielt die Sandsteinfazies eine noch größere Rolle als in der Hemberg-Stufe, indem sie auch im Bereich der Attendorner Mulde und des Dünschede—Obervalberter Sattelzuges weiter nach Westen vordringt.

Die Cephalopodenkalkfazies ist auf das Westende der Attendorner Mulde und des Dünscheder Sattels beschränkt. Sie erscheint bei Ahausen und Niederhelden mit grauen Knollenkalken oder Kalkknollenschiefern, die schon von Henke den „Wocklumer Schichten" im Sinne von Denckmann zugerechnet wurden. Die Mächtigkeit beträgt 5—10 m.

Diese Cephalopodenkalke gehen in östlicher Richtung zunächst in eine geringmächtige Schieferfazies über. Graugrüne und dunkelgraue, teils milde, teils feinsandige und glimmerige Schiefer, bisweilen mit einigen Rotschieferlagen, örtlich auch mit einzelnen graublauen oder rötlichen Kalkknollen bzw. Kalkknotenschieferlagen setzen die Dasbergschichten zwischen Mecklinghausen und der Garküche am Südflügel der Elsper Mulde, bei Grevenbrück und Trockenbrück am Nordflügel dieser Mulde, bei Silbecke, Hespecke und Niedermelbecke am Südflügel der Attendorner Mulde und endlich westlich von Dormecke am Nordflügel der Attendorner Mulde zusammen. Diese bis etwa 30 m mächtigen Dasbergschiefer sind von Henke teils als tox, teils als toc dargestellt worden und umfassen örtlich auch noch die tiefsten der von Henke als cue (Etroeungt) bezeichneten Schichten, z. B. bei Miesmecke am Nordflügel der Attendorner Mulde, wo sie noch Rotschiefer enthalten.

Bei Deutmecke (Nordflügel der Attendorner Mulde), südlich von Obermelbecke (Dünscheder Sattel) und, in südwestlicher Richtung vorgreifend, an der Garküche (Blatt Attendorn, Südflügel der Elsper Mulde) setzt dann die sandigen Fazies ein, zunächst mit einigen Kalksandsteinbänken, weiter östlich dann sehr bald mit mächtigeren Sandsteinfolgen. Diese Sandsteine haben meist graue bis graugrüne Farbe und sind dann von den „Herrscheid-Sandsteinen" der Hemberg-Stufe petrographisch nicht zu unterscheiden, teils haben sie ausgesprochenen Pönsandstein-Charakter mit grünen, seltener rötlichen Farbtönen. Sie sind auf den Kartenblättern teils als to ɔ, teils als toc ɔ dargestellt worden.

In vielen Profilen der sandigen Dasbergfazies liegen an der Oberkante, bisweilen auch an der Basis, reinere Tonschiefer, hin und wieder mit Rotschiefer- oder auch mit Kalkknoten- bzw. Kalkknollenlagen, während die Sandsteine ein mittleres Niveau bevorzugen. Eine spezielle Gliederung läßt sich aber für größere Gebiete vorläufig noch nicht durchführen. Die Mächtigkeit der Dasberg-Stufe in der sandigen Fazies schwankt zwischen 100 und über 300 m.

Im östlichen Teil der Attendorner und der Elsper Mulde besitzen die Dasbergschichten transgressiven Charakter. Eigenartige Konglomerate, die in diesem Gebiet im Sandsteinniveau der Dasbergschichten auftreten, hat Henke schon auf den Blättern Altenhundem und Endorf zur Darstellung gebracht. Lotze hat 1928 erkannt, daß der Transgression eine leichte Faltung vorausging, und Weber konnte 1934 auf vergleichend stratigraphischem Wege feststellen, daß es sich wie bei Iserlohn, Stockum und Diedenshausen um die marsische Phase der bretonischen Fal-

tung handelt. Bei der Kartierung der Blätter Eslohe und Schmallenberg konnte Mempel die Auffassung Weber's im wesentlichen bestätigen und auch kartographisch den Nachweis erbringen, daß vor Ablagerung der mittleren Dasbergschichten im östlichen Teil der Elsper Mulde marsische Falten gebildet und teilweise bis aufs Mitteldevon abgetragen worden sind. Ich will hier den Beobachtungen Mempel's nicht vorgreifen und nur ergänzend bemerken, daß auch in der östlichen Attendorner Mulde auf Blatt Endorf die Dasbergschichten noch weithin transgressiven Charakter haben, wo sie zumeist unmittelbar auf Schiefer und Sandsteine der Nehdener Stufe übergreifen. Besonders gut und auch faunistisch belegbar sind diese Verhältnisse im Marpetal oberhalb Niedermarpe zu beobachten. Beim Sterthof unweit Kobbenrode greifen die konglomeratführenden Dasbergsandsteine auf Adorfer Kalk über, während bei Obermarpe und westlich vom Hülsenberg Fossley scheinbar normal von ihnen überlagert wird. Die Abtragung der marsischen Falten muß daher auf einzelne Sattelzüge beschränkt gewesen sein.

Unter den Geröllen der Konglomerate herrschen Kalke vor: Massenkalk, Beisinghäuser Kalk, Oberdevonkalke. Örtlich haben aber auch Sandsteine der Nehdener- und Hemberg-Stufe erheblichen Anteil. Der Geröllbestand zeigt, daß es sich nur um Abtragungsschutt aus der näheren Umgebung handelt, nicht um Ferntransport. Den weitesten Transport haben die Massenkalkgerölle erfahren, die nur vom Dünscheder Sattel aus der Gegend von Fretter oder aber aus dem Flinzgebiet von Niedersalwey [2]) stammen können, 3—15 km von den Geröllfundpunkten entfernt. Wir kennen bisher keine Stelle, an der transgredierende Dasbergschichten über Massenkalk liegen. Es ist aber von Interesse, daß an der von Henke bekanntgemachten Klippe am Emmert bei Fretter Massenkalk (und zwar Dorper Kalk) von „cue"-Schichten überlagert wird, die der Wocklumer Stufe angehören. Da in der nächsten Nachbarschaft Dasbergschichten normal entwickelt sind, kann man nur annehmen, daß der Massenkalk örtlich zur Dasbergzeit als Klippe am Meeresboden bereits bestanden hat, bedingt durch postmarsische Abtragung. Keinesfalls ist im Sinne von Henke anzunehmen, daß der Massenkalk primär die Form einer Klippe besessen hat. Die ganze Sedimentation des Massenkalkes mit seinen gleichmäßigen Bänken und mit seiner regelmäßigen Überlagerung durch Adorfer-, Nehdener- und Hembergschichten zeigt deutlich an, daß der Massenkalk von Haus aus eine gleichmäßige, schichtige Oberfläche besaß.

In diesem Zusammenhang ist ferner von Interesse, daß am Rande des Massenkalksattels von Niedermelbecke auf größere Erstreckung das Oberdevon weitgehend unterdrückt ist. Henke führt das auf streichende Störungen zurück, so am Rübenkamm und bei Hespecke. Das Vorhandensein streichender Störungen soll keineswegs abgestritten werden, aber es scheint doch die Prüfung der Frage notwendig zu sein, ob die Schichtenlücken dort nicht z. T. auch durch transgressive Lagerung der Dasbergschichten bedingt sind.

2) Im Flinz der Mulde von Niedersalwey treten wie bei Balve Kalkbänke auf, die sich örtlich zu größeren Paketen von massenkalkartigem Charakter zusammenschließen.

Weber und Mempel nehmen an, daß die marsischen Falten etwas stärker nördlich streichen als die karbonischen Faltenzüge. Ein exakter Beweis dafür fehlt zwar noch, doch würde diese Annahme durchaus den Beobachtungen weiter im Norden (Belecke—Drewer und Seiler) entsprechen.

1930 habe ich bereits darauf hingewiesen, daß die marsische Faltung nördlich der Lahnmulde (abgesehen vom Warsteiner Gebiet) auf einen schmalen Streifen beschränkt ist, der von Iserlohn über Endorf, Frielinghausen, Diedenshausen nach Amönau bei Marburg quer durch das ostrheinische Schiefergebirge hindurchzieht. Weber hat diese „Paeckelmann'sche Querzone" bildlich dargestellt (1934, S. 565, Abb. 13). Man erkennt aus dieser Abbildung, daß die Querzone von Nordwesten nach Südosten quer zum Streichen der karbonischen Faltenzüge verläuft. Andererseits nehmen wir an, daß die marsischen Falten innerhalb dieser Querzone etwa Südwest—Nordost streichen. Da die Querzone selbst nur eine geringe Breite besitzt (4—15 km), so können die einzelnen Falten innerhalb der marsischen Querzone nur sehr kurz gewesen sein. Diese kurzen Falten innerhalb der schmalen, etwa 100 km langen Querzone sind tektonisch äußerst schwer verständlich, auch wenn man sie nur als synorogene Gebilde wertet.

Die Querzone fällt annähernd zusammen mit der Grenze zwischen West- und Ostsauerland, auf deren Bedeutung ich früher mehrfach hinweisen konnte. Die Querzone liegt ungefähr dort, wo die großen Hauptsättel und Hauptmulden untertauchen und die Falten des Ostsauerlandes aufsetzen; sie bezeichnet also gewissermaßen das Interferenzgebiet zwischen den westlichen und den östlichen Faltenzügen. Das Vorhandensein der Querzone im hohen Oberdevon deutet darauf hin, daß die Anlage der späteren Hauptfalten und damit der tektonischen Verschiedenheit zwischen West- und Ostsauerland vorbretonisch und durch die Verteilung der alten Faltungskerne im Remscheid-Altenaer Sattel, im Ebbe-Sattel und im Siegerländer Sattelkomplex einerseits und der alten Faltenkerne im Ostsauerländer Hauptsattel und im Kellerwald andererseits bedingt ist.

6. Die Wocklumer Stufe

Die Wocklumer Stufe wurde erstmalig von Weber (1934, S. 544) bei Grimminghausen in der östlichen Elsper Mulde durch den Nachweis von *Wocklumeria* festgestellt. Nach Mempel handelt es sich dort um 70—80 m mächtige dunkelgraue, gelbliche und grüne Tonschiefer mit Kalkknollen, Kalk- und Kalksandsteinbänken, die nach Weber neben Cephalopoden vor allem Trilobiten und Ostracoden enthalten. In abnehmender Mächtigkeit (Kobbenrode 20—25 m) ist die Wocklumer Stufe in dieser Entwicklung in der Elsper Mulde nach Südwesten bis in die Gegend von Elspe zu verfolgen, und bildet hier den unteren Teil des schmalen, von Henke als cue dargestellten Bandes. Diese Schichten sind also als Äquivalent der Schichten von Etroeungt—Comblain au Pont zu werten.

Ähnliche Schiefer scheinen auch die Wocklumer Stufe am Südrand der westlichen Attendorner Mulde bei Silbecke und im Lennetal südlich Bamenohl

zu vertreten. Am Nordflügel der westlichen Elsper Mulde scheint dagegen die Stufe als sehr geringmächtiger Cephalopodenkalk bzw. Kalkknollenschiefer im engsten Verbande mit Dasbergkalken vorhanden zu sein. Paläontologische Beweise dafür fehlen aber noch.

Im übrigen wird die Wocklumer Stufe durch eintönige dunkelgraue Tonschiefer vertreten, die in der Attendorner Mulde auf Blatt Altenhundem größere Flächen einnehmen und Mächtigkeiten von 200 m erreichen dürften. Am Südflügel der Elsper Mulde, bei Grevenbrück—Förde, haben diese Schiefer ebenfalls ansehnliche Mächtigkeiten (etwa 75 m). Im Zwischengebiet, am Dünscheder Sattel, ist die Mächtigkeit dagegen wesentlich geringer. Zwischen Mecklinghausen und Fretter sind diesen Schiefern in einer Südwest—Nordost verlaufenden Zone sowohl in der Elsper als auch in der Attendorner Mulde kalkige Grauwackensandsteine eingeschaltet, über deren Verteilung im einzelnen aber nichts zu sagen ist, weil die Abtrennung von den Hangenbergschichten noch nicht genügend geklärt ist.

7. Die Gattendorfer Stufe

Mit den Hangenbergschichten, soweit sie ein Äquivalent der Gattendorfer Stufe sind, beginnt das Unterkarbon (Dinant). Sie entsprechen etwa dem Untertournai der belgischen Gliederung. In der Attendorn—Elsper Doppelmulde werden diese Schichten durch den oberen Teil von Henke's „Etroeungt" (cue) vertreten. Die Faziesentwicklung schließt sich eng an die der Wocklumer Stufe an. Cephalopodenkalke (Hangenbergkalk) sind bisher unbekannt. Ob sie sich wegen geringer Mächtigkeit und Fossilarmut ebenso wie der Wocklumer Kalk im Hangenden der Dasbergkalke in der Gegend von Niederhelden verbergen, ist noch nicht zu sagen. Es besteht aber ebenso (wie mehrfach auch in der Gegend von Balve) die Möglichkeit, daß dort eine Schichtlücke vorhanden ist. Ebenso besteht aber auch die Möglichkeit, daß bei Niederhelden die Hangenbergschichten bereits durch die basalen Schichten des Kulms vertreten werden.

Paläontologisch nachgewiesen ist die Stufe nur im Osten der Elsper Mulde bei Grimminghausen, wo Weber *Gattendorfia crassa* H. Schm. auffand. Die dort etwa 30 m mächtigen Hangenbergschichten bestehen aus grauen, etwas sandigen, feinglimmerigen Tonschiefern mit Knollen und Bänkchen von dunkelgraublauem kalkigem Toneisenstein. Nach Südwesten nimmt die Mächtigkeit dieser Schiefer auf 5—10 m ab, um am Südflügel der Elsper Mulde in der Gegend von Grevenbrück wieder etwas anzuschwellen. Dort stellen sich an der Garküche und am Schadenberge auch Grauwacken mit Kalkoolithen und Quarzkonglomeraten ein, wie sie in derselben Weise auch die Hangenbergschichten des Seilergebietes bei Iserlohn auszeichnen.

In der Attendorner Mulde ist die Entwicklung ähnlich wie am Südflügel der Elsper Mulde westlich der Lenne. Im Westen herrschen graue Tonschiefer mit vereinzelten Toneisensteinknollen. Auf dem Südflügel ist die Mächtigkeit gering, vielleicht 10—20 m, auf dem Nordflügel schwillt sie auf 50—100 m an. Im östlichen Teil der Attendorner Mulde, in der Gegend von Fretter, treten, wie bei Förde, zu den Schiefern Grauwacken mit Kalkoolithen und Quarzkonglomeraten dazu, die Henke bereits beschrieben hat.

8. Der Kulm

Henke gliedert den Kulm der Attendorn—Elsper Doppelmulde folgendermaßen:

cut Hangende Kulmtonschiefer,
cuλ Kieselschiefer,
cuχ Horizont der Liegenden Tonschiefer.

Hierzu ist zu bemerken, daß die Kieselschiefer, wie im ganzen Sauerlande, im unteren Teil aus vorwiegenden Lyditen, im oberen Teil aus vorwiegenden Kieselkalken bestehen. Diese Gliederung ist von großer stratigraphischer Bedeutung. Der Horizont der Kieselkalke gehört der Visé-Stufe an, die Lydite der höheren Tournai-Stufe. Die Lydite können den Horizont der Liegenden Tonschiefer weitgehend vertreten. Das ist z. B. in der Attendorner Mulde bei Ahausen und am Mondschein der Fall, in der Elsper Mulde westlich von Förde und bei Obervalbert, wo kieselige Schiefer bzw. Alaunschiefer mit Phosphoritknollen an der Basis der Lydit-Stufe nur eine ganz geringe Mächtigkeit haben. Die Liegenden Kulmtonschiefer bilden gewissermaßen die Beckenfazies der Lydit-Stufe. Sie ist am stärksten ausgeprägt am Südflügel der Elsper Mulde östlich von Oberelspe. Ganz ähnliche Verhältnisse herrschen auch in der Gegend von Balve am Südflügel der Lüdenscheider Mulde.

Der Kieselkalk-Horizont zeigt dieselbe petrographische Entwicklung wie im übrigen Sauerlande. Es ist daher auch anzunehmen, daß sein unterer Teil dem Erdbacher Kalk entspricht, also der oberen *Pericyclus*-Stufe. Der höhere Teil gehört dagegen bereits der *Glyphioceras*-Stufe und zwar der Zone III α an, da er *Goniatites crenistria* führt. Die in der westlichen Elsper Mulde örtlich auftretenden Linsen von Kohlenkalk liegen im Kieselkalk, nicht über ihm, wie auf der Karte von Henke dargestellt wurde. Diese Kohlenkalklinsen dürften noch dem tieferen Visé angehören und ein Äquivalent des Kohlenkalkes der Gegend von Sundern sein, also der S-Stufe der englischen Gliederung entsprechen. Das Fehlen von Gigantellen in der Productidenfauna dieser Kohlenkalke spricht jedenfalls gegen eine Einstufung in jüngere Schichten (D-Stufe).

Die Mächtigkeiten der Kieselkalke lassen deutlich eine zonare Gliederung erkennen. Sie sind am größten am Südflügel der Elsper Mulde und in der Attendorner Mulde, wo Mächtigkeiten von über 100 m erreicht werden. Im Zwischengebiet, am Nordflügel der Elsper Mulde, sind die Mächtigkeiten wesentlich geringer, 25—40 m.

Von einer gleichmäßigen Ausbildung der kulmischen Ablagerungen in der Attendorn—Elsper Doppelmulde kann demnach zum mindestens für die Kieselgesteine keine Rede sein, wie Weber angab.

Die Basis der Kulmtonschiefer sind in der üblichen Weise als Posidonienschiefer entwickelt. Sie umfassen nach Fossilfunden Mempel's auf Blatt Eslohe die Zonen III α (oberer Teil), III β und III γ 1—2. Es ist daher in den eigentlichen Kulmtonschiefern der höhere Teil von III γ anzunehmen. Ob örtlich noch tiefstes Namur im Kern der Elsper Mulde vor-

handen ist, steht noch dahin, erscheint aber nicht ausgeschlossen. Jedenfalls haben wir keinen Grund zu der Annahme, daß im Attendorner Gebiet die Sedimentbildung bereits vor der Namurzeit beendigt war.

III. Die Faziesverteilung in Schwellen und Becken

Hierzu Fig. 1—7 auf Taf. 7

Während im Unteren Mitteldevon des Sauerlandes eine gleichmäßige Faziesverteilung der Sedimente besteht, die weitgehend durch die unmittelbare Sedimentzufuhr vom Nordatlantischen Kontinent bedingt ist, und die auf ein gleichmäßiges Einsinken der Geosynklinale hinweist, treten im Oberen Mitteldevon erstmalig Spezialundationen auf, die zur Ausbildung von Schwellen und Becken führten. Diese epirogenen Sonderbewegungen innerhalb der einsinkenden Geosynklinale steigerten sich örtlich zu orogenen Faltungen, einmal im Oberen Mitteldevon und ein zweites Mal im hohen Oberdevon. Die Obermitteldevonfaltung macht sich im Bereich der Attendorn—Elsper Doppelmulde nicht unmittelbar geltend, während die Oberdevonfaltung im Osten dieses Muldensystems zu deutlichen Diskordanzen geführt hat.

In der Unteren Stringocephalen-Stufe tritt erstmalig eine von Mecklinghausen über Bonzel, Meggen nach Bracht verlaufende Schwellenzone hervor, die durch geringmächtige Tentaculitenschiefer bzw. durch Odershäuser Kalk gekennzeichnet wird.

Auch in der Mittleren Stringocephalen-Stufe ist diese Schwelle vorhanden. Die Faziesgrenzen verlaufen — im großen betrachtet — von Südwest nach Nordost[3]), können aber im Bereich der Attendorn—Elsper Doppelmulde nicht genauer festgelegt werden.

In der Oberen Stringocephalen-Stufe liegen die Verhältnisse klarer (Fig. 1). Geringmächtige Cephalopodenkalke bzw. ihre schiefrigen Äquivalente beherrschen den Südflügel der Elsper Mulde sowie die Sattelzüge von Melbecke, Elsmecke und Obervalbert—Landenbeck. Im Osten geht diese Fazies in den Beisinghäuser Kalk über, der wegen seiner geringen Mächtigkeit (10—30 m) auch zur Schwellenfazies gerechnet werden muß. Im westlichen Teil des Dünscheder Sattels und der Attendorner Mulde sind dagegen gleichzeitig mehrere hundert Meter Massenkalk gebildet worden, im Nordosten, bei Nieder- und Obersalwey, Flinzschichten, die ebenfalls eine Mächtigkeit von 200—300 m besitzen. Die Grenze zwischen Schwellen- und Beckenfazies verläuft also auch zur Oberen Stringocephalenzeit generell Südwest—Nordost. Sie muß aber, wie aus der speziellen Entwicklung der Schichten im Verzahnungsgebiet des Massenkalkes mit der Cephalopodenfazies bei Melbecke hervorgeht, örtlich vor- und zurückspringen, so daß bei grundrißlicher Darstellung der Schwellen- und Beckengrenzen Kurven entstehen, die an das Vor- und Zurückspringen von Sätteln und Mulden erinnern. Wenn man von diesem örtlichen Vor- und Zurückspringen der Faziesgrenzen ab-

3) Vgl. die Fazieskarten von Lotze, 1928, S. 62 u. 63. Einige notwendige stratigraphische Umdeutungen (Paeckelmann, 1933, S. 256—258) ändern an dem generellen Bilde nur wenig.

sieht, dann ist der Verlauf der Grenzen größtenteils ostnordöstlich und ausgesprochen parallel zu den späteren Faltenachsen gerichtet. Die örtlichen vor- und zurückspringenden Grenzen der Zwischengebiete zeigen lediglich an, daß der Einsenkungsvorgang innerhalb der Teilgeosynklinalen nicht einheitlich vor sich ging, sondern daß dabei Verbiegungen der Kruste auftraten, die ein — stark verkleinertes — Spiegelbild echter Faltung sind.

Adorfer Stufe

Im unteren Teil sind die Verhältnisse gegenüber dem Obersten Mitteldevon wenig verändert. Die Meggen—Bremker Schwelle nimmt den ganzen südlichen und östlichen Teil der Doppelmulde ein[4]). In der oberen Adorfer Stufe ist die Massenkalkfazies verschwunden, die Schwelle hat an Ausdehnung zugenommen und umfaßt, wie Fig. 2 zeigt, die ganze Doppelmulde. Der überwiegende Teil wird vom Adorfer Kalk eingenommen, der nur im Bereich der Meggener Mulde und am Nordostende der Attendorner Mulde durch geringmächtige Bandschiefer vertreten wird. Diese Bildungen stehen sich faziell sehr nahe, wie vielfache Übergänge anzeigen. Die Grenze Adorfer Kalk — Bandschiefer hat im Süden allgemein Ostnordost-Verlauf, mag aber, wie das im Norden angedeutet ist, örtlich etwas vor- und zurückspringen.

Nehdener Stufe

In der Unteren Nehdener Stufe ist das Bild wenig verändert, nur daß die Bandschieferfazies stärkeren Einfluß gewonnen hat. In der Oberen Nehdener Stufe macht sich dagegen ein ziemlich bedeutender Umschwung bemerkbar, der zu einer Einengung der Schwelle führte (Fig. 3). Die Schwellenachse folgt dem Dünschede—Obervalberter Sattelzuge, mit dessen Untertauchen auch die Schwelle aufhört. Nach Westen verbreitert sich die Schwelle und umfaßt dort den ganzen westlichen Teil der Doppelmulde zwischen Meggen und Bamenohl. Im Bereich der Schwelle herrschen am Westende der Attendorner Mulde und des Dünscheder Sattels geringmächtige Nehdener Schiefer, in der Bonzeler und westlichen Meggener Mulde geringmächtige Bänderschiefer, im übrigen Cephalopodenkalke.

Das Ostende der Attendorner Mulde sowie der Osten und Südosten der Elsper Mulde werden von der schiefrig-sandigen Beckenfazies eingenommen. Die Grenze zwischen Becken- und Schwellenfazies bildet am Ostende des Obervalberter Sattels einen spitzen Winkel und verläuft im Norden in Ostnordost-Richtung, im Süden in Nordost-Richtung, wobei die varistischen Faltenlinien spitzwinklig geschnitten werden, und zwar so, daß man für die Schwelle wieder das Bild eines Sattels erhält, dessen Achse varistisch streicht. Die Schwelle selbst ist natürlich nicht ident mit einem der späteren varistischen Sättel, sondern sie besitzt bei kürzerer Längenausdehnung einen breiteren Bau. Aber die Achse der Schwelle verläuft in der Richtung der varistischen Falten. Das Auf und Ab der Spezialundationen,

4) Die Fazieskarte von Weber (1934, S. 554, Abb. 1) ist nicht ganz richtig, weil die Beckenfazies des Massenkalkes (Dorper Kalkes) unberücksichtigt blieb. Ebenso ist die Abb. 2 von Weber für die Obere Adorfer Stufe nicht richtig, weil auch die Bandschiefer im Nordosten und Süden nur geringe Mächtigkeit besitzen, also zur Schwellenfazies gehören.

durch welche die Schwellen- und Beckenbildung bedingt wurde, haben die gleiche Richtung wie die späteren Falten. Sie sind gewissermaßen ihre Vorläufer.

Hemberg-Stufe

Fig. 4 zeigt die Faziesverteilung der Mittleren Hemberg-Stufe. Das prinzipielle Bild ist gegenüber der Oberen Nehdener Stufe wenig verändert. Die Schwelle ist etwas nach Norden gewandert, weiter eingeengt und stärker gegliedert. Dabei ist sie im Nordosten wieder etwas ausgedehnter geworden [5]).

Die Clymenienkalkfazies nimmt den westlichen Teil der Attendorner Mulde und des Dünscheder Sattels ein. Sie ist eng verknüpft mit geringmächtigen, sandsteinfreien Fossleygesteinen, also roten und grünen Ton- und Kalkknotenschiefern, die sedimentpetrographisch und faziell von den Clymenienkalken nur wenig verschieden sind. Diese geringmächtige Fossleyschiefer-Fazies umsäumt den Clymenienkalk. Sie ist am Westende der Elsper Mulde und im mittleren Teil der Attendorner Mulde entwickelt und greift am Dünschede—Obervalberter Sattelkomplex in zwei parallelen, schmalen Zügen weit nach Ostnordost bis Hengsbeck bzw. Frielinghausen vor.

Die Beckenfazies der Hemberg-Stufe ist schiefrig-sandig entwickelt. Sie beherrscht den Südflügel und das Ostende der Elsper Mulde sowie die Meggener Mulde, die erstmalig völlig aus dem Bereich der Schwelle herausgekommen ist. Faziell ist die Beckenfazies eng mit der Fossleyschiefer-Fazies verbunden, so daß sich an diese zumeist zunächst breite Züge von schiefrig-sandigen Fossleygesteinen anlegen. Erst in größerer Entfernung entwickeln sich dann die mächtigen Sandsteine, die den Südflügel der Elsper Mulde beherrschen.

Die schiefrig-sandige Beckenfazies greift vom Ostende der Elsper Mulde aus als schmale, maximal etwa 1 km breite Zunge 8—9 km weit in das Schwellengebiet des Dünschede—Obervalberter Sattelkomplexes in westsüdwestlicher Richtung vor. Ganz eindeutig kommt dabei wieder die Parallelität der Schwellen- und Beckenachsen mit den Faltenzügen zum Ausdruck.

Dasberg-Stufe

Da die Untere Dasberg-Stufe wegen der marsischen Faltung in den östlichen Teilen der Doppelmulde fehlt, läßt sich ein zusammenhängendes Bild nur zur Oberen Dasberg-Zeit gewinnen (Fig. 5).

Die Schwellenachse ist gegenüber der Hemberg-Stufe stabil geblieben, die Schwelle selbst weiter eingeengt. Cephalopodenkalke nehmen das Westende der Doppelmulde ein. In der Elsper Mulde greifen sie etwas weiter nach Süden vor, ähnlich wie in der Nehdener Stufe. An die äußerst geringmächtige Cephalopodenkalkfazies schließt sich ein Gebiet eintöniger Schiefer mit einzelnen Kalkknollen an; die Mächtigkeiten betragen bis zu 60 m. Im Süden bildet diese randliche Schwellenfazies nur einen schmalen Zug, am Dünscheder Sattel wird er breiter und greift am Nordflügel der Attendorner Mulde im Osten bis nach Fretter vor.

5) In dem abweichenden Bild bei Weber (1934, S. 555, Abb. 5) ist die wechselvolle Ausbildung der Hembergschichten nicht genügend berücksichtigt worden.

Der ganze östliche Teil der Doppelmulde, östlich der Linie Fretter—Pettmecke, wird von der sandigen Fazies der Dasbergschichten eingenommen, die eine Mächtigkeit von mehr als 300 m erreicht. Die Grenze zwischen Schwellen- und Beckenfazies verläuft generell nordöstlich und durchsetzt die Faltenachsen unter einem beträchtlichen Winkel. Wie schon S. 94 erwähnt wurde, ist aber noch die Frage zu prüfen, ob diese Linie am Dünscheder Sattel nicht durch eine Transgression der Dasbergschichten bedingt ist.

Im westlichen Teil der Doppelmulde, wo zweifellos keine marsische Faltung aufgetreten ist, hat sich die Schwelle jedenfalls in der alten Form gehalten, während im Osten die gleichmäßige epirogene Entwicklung des Sedimentationsraumes durch die Faltung gestört wurde. Aber diese Störung war nur vorübergehend, denn die fazielle Entwicklung der

Wocklumer Stufe

läßt klar das Wiederaufleben der alten Schwelle auch im östlichen Teil der Doppelmulde erkennen, wie sich aus der Verbreitung der geringmächtigen Sedimente ohne weiteres ergibt (Fig. 6). Sogar im

Unterkarbon

ist die Schwelle noch deutlich (Fig. 7). Sie gibt sich aus der geringmächtigen Entwicklung der Kulmkieselschiefer am Nordflügel und im westlichen Teil des Südflügels der Elsper Mulde zu erkennen, während in der Attendorner Mulde und im mittleren und östlichen Teil der Elsper Mulde die großen Mächtigkeiten der Kieselschiefer bestehen. Dabei kommt wiederum ganz klar die weitgehende Parallelität der Schwellenachse mit den varistischen Falten zum Ausdruck.

Zusammenfassung

Das Fehlen einer biostratigraphischen Feingliederung des Massenkalkes, des Oberdevons und Dinants führte zur Zeit der Aufnahme der geologischen Kartenblätter der Attendorn—Elsper Doppelmulde zu einer Fazieseinteilung dieser Schichtfolgen, die stratigraphische und paläogeographische Vergleiche mit Nachbargebieten vielfach nicht gestatteten. Durch die Arbeiten von Weber, durch die von Mempel vorgenommene Kartierung der östlichen Elsper Mulde sowie durch ausgedehnte Übersichtsbegehungen des Verfassers gelang es, die Klärung der Stratigraphie soweit zu fördern, daß prinzipielle Vergleichsschwierigkeiten mit den benachbarten Gebieten des Sauerlandes nicht mehr bestehen. Die nachfolgende Tabelle gibt einen Überblick über den derzeitigen Stand der Stratigraphie dieser faziell so überaus wechselvoll ausgebildeten Schichten der Attendorn—Elsper Doppelmulde.

Mit dem Fazieswechsel geht ein Mächtigkeitswechsel der Sedimente parallel. Die Sedimentation war von Schwellen und Becken abhängig, deren Lage und Umbildung vom Oberen Mitteldevon bis ins Unterkarbon verfolgt werden kann. Dabei zeigt sich, daß die Schwellenachsen wie im übrigen Sauerlande, wie in der Dillmulde, im Kellerwalde und im Harz den varistischen Faltenachsen annähernd parallel verlaufen. Die Schwellen und Becken entstehen durch verschieden starkes Einsinken einzelner Teile der Geosynklinale. Sie sind mit Verbiegungen der Erdkruste verbunden, die ein stark abgeschwächtes Bild der Faltung darstellen. Es ist infolgedessen auch nicht

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Stratigraphisch-fazielle Übersicht über die Schichtenfolge der Attendorn-Elsper-Doppelmulde

Unterkarbon (Dinant)	Aprather Stufe (III)	Kulm-Tonschiefer, an der Basis Posidonienschiefer (IIIα—γ)
	Erdbacher Stufe (II)	Kulm-Kieselkalk, örtlich mit Einlagerungen von Kohlenkalk (IIγ—IIIα)
		Kulm-Lydite, Kieselige Tonschiefer und Alaunschiefer
	Gattendorfer Stufe (I)	? Cephalopodenkalk → Graue Schiefer mit Toneisensteinknollen → Graue Tonschiefer mit Grauwacken, Kalkoolithen und Quarz-Konglomeraten
Oberdevon	Wocklumer Stufe (to 5)	? Cephalopodenkalk → Graue Schiefer mit Kalkknollen → Graue Schiefer mit Grauwackensandstein
	Dasberg-Stufe (to 4)	Cephalopodenkalk → Tonschiefer mit Kalkknollen → Schiefer mit Pönsandstein, im Osten transgredierend mit Kalkkonglomeraten. Marsische Faltung
	Hemberg-Stufe (to 3)	Clymenienkalk → Fossleyschiefer → Sandige Fossleyschiefer → Fossleyschiefer mit Pönsandstein
	Nehdener Stufe (to 2)	Nehdener Schiefer → *Cheiloceras*-Kalk → Bänderschiefer → { Graue Schiefer mit Plattensandstein / Rotschiefer / Bänderschiefer }
	Adorfer Stufe (to 1)	Adorfer Kalk → { Adorfer Kalk → Bandschiefer / Pharciceras-Kalk } → Bandschiefer → { Bandschiefer / Dorper Kalk }
Oberes Mitteldevon (Givet)	Ob. Stringocephalen-Stufe	*discoides*-Kalk → Tonschiefer mit Cephalopodenkalk → Flaserkalkschiefer → Beisinghäuser Kalk → Flinz → { Eskesberger Kalk / Schwelmer Kalk } Massenkalk
	Mittl. Stringocephalen-Stufe	Flaserkalkschiefer → „Sandiges Oberes Mitteldevon“ (Finnentroper Schichten)
	Unt. Stringocephalen-Stufe	Tentaculitenschiefer mit Odershäuser Kalk → Tentaculitenschiefer
		Schwellen-Fazies → Becken-Fazies

verwunderlich, daß die Grenzen zwischen Schwellen und Becken in ihrem Verlauf häufig ein Vor- und Zurückspringen wie bei umlaufenden Schichten von Sätteln und Mulden erkennen lassen.

Die Schwellen und Becken sind zwar nicht die unmittelbaren Vorläufer der späteren Sättel und Mulden selbst. Sie sind im allgemeinen breiter und kürzer. Aber sie entsprechen einer epirogenen Wellung der Erdkruste, die von der orogenen Faltung gleichgerichtet fortgesetzt wurde.

Der östliche Teil der Attendorn—Elsper Doppelmulde liegt im Bereich der großen Iserlohn—Berleburger Querzone, die während der Dasbergzeit der Schauplatz der bretonisch-marsischen Faltung war. Schon früher wurde diese Querzone mit dem Untertauchen der westsauerländischen Hauptfalten und des Siegerländer Blocks einerseits und dem Westende der ostsauerländischen und hessischen Hauptfalten andererseits in Verbindung gebracht. Es scheint, daß die alten vorbretonisch gefalteten Kerne der Hauptsättel diese Anlage bedingt haben, daß also frühzeitig zwischen den westlichen und östlichen Massiven eine Zwischenzone verminderter Konsolidierung geschaffen wurde, welche die synorogenen Faltungen der bretonischen Gebirgsbildung aufnehmen konnte.

Schriftenverzeichnis

Ahlburg, Joh. †: Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Dieses Jb., **40**, I, S. 1—82. Berlin 1919.

Dahlgrün, F.: Analogien und Unterschiede im geologischen Bau des Ober- und Unterharzes. — Z. d. geol. Ges., **79**, S. 73—121. Berlin 1927.

Gallwitz, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen an der Devon-Karbongrenze des Sauerlandes. — Dieses Jb., **48**, S. 487—527. Berlin 1927.

Henke, W.: Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn—Elsper Doppelmulde. — Diss. Göttingen 1907.

— : Exkursionsführer durch die Attendorn—Elsper Doppelmulde. — Ber. niederrhein. geol. Ver., 1912, S. 1—24. Bonn 1912.

Henke, W. & Schmidt, W. E.: Geologische Karte von Preußen, Lieferung 236, Blätter Attendorn und Altenhundem. Berlin 1922.

Henke, W.: Geologische Karte von Preußen, Lieferung 236, Blatt Endorf. Berlin 1924.

— : Untersuchungen über die Faziesverhältnisse im Unter-, Mittel- und Oberdevon des südlichen Sauerlandes. — Z. d. geol. Ges., **77**, M.-Ber. S. 246 bis 250. Berlin 1925.

Lotze, F.: Das Mitteldevon des Wennetals nördlich der Elsper Mulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **104**. Berlin 1928.

Paeckelmann, W.: Das Devon und Karbon der Umgebung von Balve in Westf. — Dieses Jahrb., **44**, S. 51—97. Berlin 1924.

— : Über Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik im Devon des Sauerlandes. — Z. d. geol. Ges., **82**, S. 590—598. Berlin 1930.

— : Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. — Dieses Jb., **54**, S. 217—260. Berlin 1933.

Schmidt, H.: Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. — Z. d. geol. Ges., **77**, M.-Ber. S. 226—234. Berlin 1925.

Schmidt, W. E.: Geologische Karte von Preußen, Lieferung 236, Blatt Plettenberg. Berlin 1924.

Weber, H.: Das Oberdevon der Attendorn—Elsper Doppelmulde. — Z. d. geol. Ges., **86**, S. 537—574. Berlin 1934.

Wedekind, R.: Das Mitteldevon der Eifel. II. Materialien zur Kenntnis des mittleren Mitteldevon. — Schriften d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturwissenschaften zu Marburg, **14**, Heft 4. Marburg a. d. L. 1925.

Urschrift eingegangen am 4. Januar 1937
Druckauftrag erteilt am 1. Juli 1937

Kambrium und Silur in der Tiefbohrung von Dünaburg (Daugavpils)

Studie XXI[1]) zur ostbaltischen Geologie

Von Ernst Kraus, Königsberg i. Pr.

Mit Tafel 8 und 2 Abbildungen

Vorgeschichte der Tiefbohrung

Vorliegende Untersuchung ist der zur Zeit tiefsten Bohrung Lettlands gewidmet, welche 567,00 m weit eingedrungen ist und als Kernbohrung wichtige Aufschlüsse über Obersilur, Untersilur und Unterkambrium zeitigte. Der Zwang, meine Arbeit in Lettland aufzugeben, hinderte eine endgültige Bearbeitung, welche um so wünschenswerter gewesen wäre, als ja hier zum erstenmal zwischen dem estländischen und dem südlicher-europäischen Altpaläozoikum eine Brücke geschlagen werden kann. Hoffentlich gelingt es aber bei der in Aussicht genommenen Tiefbohrung in Kemmern, nordwestlich von Riga, womöglich noch vollständigere Bohrkerne zu sichern und dann zusammen mit diesen eine vollständige Bearbeitung vorzunehmen.

Immerhin ist die Zahl der in die Sammlung meines früheren Instituts an der lettländischen Landesuniversität gelangten Bohrkerne und der darin enthaltenen Versteinerungen so bedeutend, sind auch die Gesteine so bezeichnend und besteht so allgemeines Interesse an der Bohrung, daß eine vorläufige Bearbeitung mit Rücksicht auf die Unsicherheit späterer Untersuchungen berechtigt erscheint.

Eingehende Stufen-Vergleiche mit den Vorkommen in Estland und Schweden, sowie in anderen Gebieten werden hier unterlassen. Doch habe ich die aus den Bohrkernen feststellbare Schichtfolge möglichst genau beschrieben, um spätere Vergleiche zu ermöglichen. Die Horizontabgrenzung namentlich im Obersilur wird noch manche Änderung erfahren müssen.

Schon heute darf gesagt werden, daß im ostbaltischen Silur bisher noch kein derart vollständiges Profil bekanntgeworden ist wie das aus dem Dünaburger Bohrloch.

---

1) Die vorausgegangenen Studien erschienen: I—IV, V—VIII, XV in Korr. — Bl. Naturf. Ver. Riga 1927 bzw. 1930, 1937. IX—XI, XII—XIII in Acta univers. latviensis Riga 1930 bzw. 1931; XIV, XVIII in Z. deutsch. geol. Ges. 1934 bzw. 1937; XVI in Zeitschr. f. Geol. u. Bauwesen 1937, XVII in Schr. Phys. Ökon. Ges. Königsberg 1937, XIX, N. Jahrb. f. Min. B. — Bd. 1937, XX in Z. f. Geschiebeforschung 1934, 67.

Dieses hat man zum Zweck der Wasserversorgung eines Krankenhauses begonnen. Als es nach 210,00 m Bohrtiefe noch nicht genügend Wasser lieferte, wurde ich mit der Bohrung bekanntgemacht. Wegen der großen, bereits erreichten Tiefe riet ich, weiterzubohren. Denn neben der (geringeren) Möglichkeit in Spalten des Silurkalks noch Wasser zu erhalten, sollte doch das voraussichtlich in der Sandstein-Unterlage des Silurs vorhandene Grundwasser untersucht werden. Als in rund 450 m Bohrlochtiefe bereits Versteinerungen des oberen Untersilurs gefördert wurden, konnte ich die wahrscheinliche Tiefenlage des Sandsteins angeben und sagte in einem Gutachten an das lettländische Innenministerium: „Wasser kann entweder schon in den verschiedenen, noch folgenden Kalksteinbänken auftreten oder in dem grünen, bzw. rötlichen Sandstein. Letzteres ist wahrscheinlicher, da Sandstein auch in der Tiefe genügend Hohlräume hat. Der Kalkstein des Obersilurs zeigte bisher nur wenig Klüfte und erwies sich auch als toniger als dies gewöhnlich im estländischen Obersilur der Fall ist. Darum konnte bisher auch in diesem Mergelkalk kein Wasser gefunden werden."

„Die beiden Sandsteinbänke würden nach den in Estland vorhandenen Schichtendicken noch 86 bzw. 96 m unter der jetzigen Lage der Bohrkrone (rd. 450 m) liegen. Nach Erreichung des Sandsteins wäre die Bohrung einzustellen, da in dem tiefer liegenden Ton kein Wasser zu erwarten ist."

„Die Bohrung in Dünaburg ist schon jetzt von einem ganz außerordentlichen Interesse für das Land. Denn sie ist als Kernbohrung in ausgezeichneter Weise durchgeführt, gibt daher alles, was eine Bohrung über den Untergrund feststellen kann. Außerdem aber geht sie zum erstenmal in so tiefe Schichten des Untergrundes von Lettland. Darum ist sie auch von größtem praktischem Nutzen. Kann sie doch zum erstenmal genauere Daten liefern über die bisher wegen Mangels an Bohrungen durchaus offene Frage, ob im Untergrund von Lettland nicht ähnlich wie in anderen Staaten von ähnlicher geologischen Lage, wie z. B. in Teilen von Nordamerika, Naphta erbohrt werden kann. Die schon seit langem bekannten Reste von Asphalt, der Salzgehalt der aus größerer Tiefe emporsteigenden Quellen und das wahrscheinliche Vorkommen der Naphta-abgebenden Bitumenschiefer des Untersilurs hat die Geologie vor diese Frage gestellt. Deren Klärung kann nur durch solche einwandfreien Tiefbohrungen vorgenommen werden."

„Da jeder Staat bei dem folgerichtigen, gesunden Aufbau seiner nationalen Wirtschaft von seiner Lage und seinen natürlichen Rohstoffen ausgeht, wird er für deren Feststellung Sorge tragen. Es darf daher als in hohem Maße wünschenswert bezeichnet werden, wenn durch Weiterführung der Dünaburger Bohrung bis unter die bitumenreichen Schichten im Stockwerk der Sandsteine eine erste, notwendige Klärung über die unbekannte Tiefe erfolgt. Nur dadurch könnten die Arbeiten des geologischen Institutes der Universität zum Ziel geführt werden, welches sich seit mehreren Jahren bemüht, auf Grund aller erreichbarer Gesteinsvorkommen an der Erdoberfläche und in flacheren Bohrungen im allgemeinen Interesse ein Bild von der besten Stelle zu bekommen, an der mit dem relativ günstigsten Ergebnis auf Naphta gebohrt werden könnte."

Die nach diesem Gutachten fortgesetzte Bohrung konnte in der Tat außerordentlich Wichtiges feststellen. Sie zeigte die Abwesenheit von Obolussandstein, Kuckersit und Dictyonemaschiefer und

entdeckte in den erwarteten unterkambrischen Sandsteinen in der Tat das starke Grundwasser, dessen Kochsalzgehalt genügen würde, um ganz Lettland mit Kochsalz zu versehen — falls nämlich die Salzgewinnung wirtschaftlich ist.

Lohnend wäre aber ohne Zweifel die Verwendung dieser Salzsole für Heilzwecke. Die diesbezüglichen Erwägungen und die Mitteilung des Verfassers, daß auch unter Kemmern ähnliche Gesteine wie unter Dünaburg liegen, in denen das Vorkommen eines ähnlichen Salzwassers nicht unwahrscheinlich ist, veranlassen jetzt die neue Tiefbohrung in dem Badeort Kemmern (Kemeri). —

Soviel über die Vorgeschichte der Tiefbohrungen. Es folgt nun zunächst die Liste der von mir bestimmten Bohrproben, bei welcher die Zusammenfassung der einzelnen Schichten nur teilweise nach den Gesteinsmerkmalen, zum großen Teil nach der Tiefenlage der erhaltenen Bohrproben erfolgen mußte.

Schichtenliste der Bohrung Dünaburg

(200 m nördlich der Bahn am Psychiatrischen Krankenhaus, gebohrt von Firma Kalt, Riga; oben Schlagbohrung, unten Kern-(Wolumit-)Bohrung 1932/34). Ansatz 119 m Meereshöhe (MH.) Dünaspiegel bei 86,70 m MH. Bestimmt nach den aufgesammelten Proben vom Verfasser:

Quartär

0,00—	5,00 m	Sand.
5,00—	13,50 m	Steine, wohl Moräne
13,50—	17,00 m	Feinsand.
17,00—	20,80 m	Fayencemergel.
20,80—	21,40 m	Moräne (Steine).
21,40—	27,60 m	Toniger, blaßroter Fayencemergel.
27,60—	32,00 m	Blaßroter Feinsand.
32,00—	35,80 m	Feiner Spatsand.
35,80—	44,35 m	Feinsand.
44,35—	72,50 m	Sehr feiner, heller Sand.
72,50—	73,70 m	Steine, Grand.
73,70—	95,70 m	Fayencemergel, ? Moräne.
95,70—	97,50 m	Feiner Spatsand.
97,50—	109,00 m	Verbackener, mittelkörniger Sand, vielleicht ausgespülte Moräne.
109,00—	136,00 m	Rötlicher Geschiebemergel.
136,00—	192,00 m	Rötlicher Geschiebemergel, wohl durchgewaschen.
192,00—	195,80 m	Spatgrand und Sand.

Wahrscheinlich: Obere Oeselschichten „K_1". Obersilur

195,80—	205,00 m	Roter und etwas grünlicher Ton.
205,00—	205,80 m	Rötlicher und grünlicher Dolomit (zerschlagen).
205,80—	209,15 m	Grünlicher, etwas mergeliger Dolomit.
209,15—	209,35 m	Harter Dolomit.
209,35—	215,00 m	Grüner und roter Ton (zusammengeschlämmt).
215,00—	216,10 m	Roter Ton.
216,10—	222,00 m	Mergeliger Dolomit (zerschlagen).

222,00—232,20 m Dunkelgrünlicher Dolomitmergel (zerschlagen).
232,20—236,89 m Staubiger Mergel.
236,89—239,20 m Dunkelgrauer Mergel.
239,20—262,85 m Grauer Mergel (zerstoßen). Von hier ab Kernbohrung:
262,85—263,00 m Heller Dolomit mit grauem Dolomitmergel.
263,00—264,00 m Grauer Dolomitmergel.
264,00—264,30 m Grauer und violettroter, gefleckter Dolomitmergel.
264,30—265,25 m Grauer Dolomitmergel, nach unten sandig, bis Dolomit-Sandstein; unten einige Linsen von Gips.
265,25—265,35 m Graugrüner Dolomitmergel mit rötlichen Gipsaugen.
265,35—265,90 m Oben bräunlicher, unten grauer, etwas grobsandiger Dolomitsandstein, meist schräg geschichtet (bis 25°) mit dünnen Linsen und zahlreichen Augen von Gips.
265,90—266,17 m Grauer, toniger Dolomitmergel.
266,17—266,36 m Hellgrauer, etwas kalkiger Dolomit, bituminös, mit einer rötlichen Gipseinlage von 5 cm mit 45° geneigt, darunter stark brekziöser Dolomit.
266,36—267,00 m Hellbräunlicher und -graulicher, harter Dolomit mit einzelnen gipsgefüllten Löchern, auch senkrechten Spalten. Politurfähig.
267,00—267,50 m Grauer Dolomitmergel.
267,50—268,31 m Grauer, oben rot gefleckter Tonmergel, unten bräunlicher Gips,
268,31—269,26 m Überwiegend grauer Dolomitmergel mit Rutschharnischen.
269,26—270,44 m Grauer Tonmergel mit zahlreichen, schwarzen Rutschharnischen.
270,44—270,60 m Grauer Dolomitmergel, stark brekziös, unten wellig mit tonigen Zwischenschmitzen.
270,60—271,38 m Überwiegend grauer, öfter etwas poröser Dolomitmergel, auch hellbräunlicher, politurfähiger, dichter Dolomit. Waagerechte Rutschharnische.
271,38—272,60 m Grauer Dolomitmergel und heller, mergeliger Dolomit, politurfähig mit senkrechten Spalten, teilweise Pyrit. Bei 271,65 m wohl kleiner Fischrest.
272,60—275,13 m Grauer, dolomitischer Tonmergel, schräg geschichtet, oben mit etwas rötlichem Fasergips, viele schiefliegende Rutschflächen, unten heller, politurfähiger Dolomit.
275,13—278,30 m Grauer Dolomitmergel und Tonmergel.
278,30—282,10 m Rötlicher und bräunlicher bituminöser Gips, ziemlich kompakt, teilweise Fasergips, unten mergelige Zwischenlinsen.
282,10—282,25 m Heller, mergeliger Dolomit, oben einige dünne Kalkasche-Zwischenbänkchen, gegen unten grauer, dünnplattiger Dolomitmergel.
282,25—282,45 m Heller, harter, politurfähiger Dolomit, mit senkrechten gipsgefüllten Klüften. Auf Schichtflächen öfter Glimmer.
282,45—282,63 m Sehr brekziöser Dolomitmergel mit Gips.
282,63—283,19 m Oben dunkelgrauer, tiefer heller, harter Dolomit, politurfähig.
283,19—285,20 m Harter, grauer, grau gefleckter, politurfähiger Dolomit mit vielen kleinen Hohlräumen, wohl von Schnecken und Crinoiden-Stielgliedern.
285,20—288,40 m Ähnlich, grünlichgrau, immer wieder gipsgefüllte, nußgroße Löcher, öfter auch brekziös und mehr mergelig. Lange Bohrkerne.

Von 288,40—295,42 m Lücke in der Reihe der nach ihrer Bohrtiefe bezeichneten Bohrproben. Nach dem Bohrjournal wurde gefunden: Gips mit Mergellagen.

295,42—299,52 m Grünlichgrauer, mergeliger Dolomit.

Wahrscheinlich: Untere Oeselschichten I.

303,40—303,46 m Grünlichgrauer Kalkmergel.

306,56—306,65 m Heller, spätiger Kalk, unregelmäßig von grünen Tonflasern durchzogen.

309,82—310,30 m Heller, mergeliger Kalk mit tabulater Koralle, in cm-dicken, knolligen Linsen wechselnd mit ebenso viel grünem Kalkmergel.

311,94—312,02 m Grauer Kalkmergel, unten *Orthis* sp.

310,10—316,00 m Grauer Kalkmergel. In jedem Meter zwei bis drei Gipsaugen. Bei 314,01 m *Heliolithes* sp.

316,30—330,00 m Desgleichen, unten dolomitischer, eine Gipslinse. Kleine dunkle Fossilreste. 319,55—319,72 m teils dichter, teils schwach spätigkörniger Kalkstein, unten sehr unregelmäßige Tonschlieren.

330,00—335,70 m Grauer Kalk. Bis kleinapfelgroße, rötliche Gipslinsen, Kalkmergel. 333,65—333,87 m heller knollig-linsiger Kalk mit grünen, besonders oben stark gewundenen Tonmergelflasern.

335,70—339,00 m Grauer, etwas geflammter Kalkmergel, öfter Nester von kleinen Muscheln, Brachiopoden. Bei 338,00 m wohl Abdruck von *Endoceras* mit Perlschnur-Sipho.

339,00—343,02 m Grauer Kalk mit eingelagerten Schälchen *(Estheria ?)*.

343,02—344,58 m Desgleichen mit *Estheria*.

344,58—345,00 m Grauer Kalkmergel.

Bei 347,10 m Rötlichbrauner Dolomit, weich mit ? Trilobit. Nachfall von Quarz-Feldspat-Grand.

—349,27 m Grauer Kalkmergel, darunter 0,5 cm bräunlicher Dolomit.

—350,50 m Grauer, dolomitischer Kalkmergel, dann etwas bräunlicher Dolomit. Unteres Ende der Fazies der Oberöselschichten „K_1".

Korallenknollenkalk und Kalkmergel: ? Obersilur H, G

352,30—352,37 m Heller, mehr oder weniger körniger und von Ton durchflaserter Kalk, darin unten Bryozoen, *Orthis* sp. runde Trochiten. ? Unteröselschichten „J_2".

354,34—354,43 m Grauer Kalkmergel mit Fossilspuren.

356,40—356,60 m Grünlichgrauer, harter Kalkmergel mit dunklen, gebogenen Häuten, geröllartig, teils wurmgangartig durchsetzt.

356,87—357,04 m Grünlichgrauer Kalkmergel bis heller, harter, etwas spätiger Mergelkalk.

357,37—357,45 m unregelmäßig durchflaserter Knollenkalk. Bei 357,18 m *Favosites gothlandica, Stromatopora* sp. Bei 357,31 m *Cyathophyllum*, Pyrit.

357,47—357,57 m Teilweise politurfähiger, körniger und tonig durchflaserter Kalk.

357,82—357,87 m Durchflaserter Knollenkalk.

358,18—358,47 m Desgleichen mit Korallen- und anderem Fossil-Detritus, Krinoidenstückchen, *? Cyathophyllum, ? Atrypa reticularis*. Styolith.

358,47—358,68 m Grauer Mergelkalk mit Aufwühlungsgeröll und Tonmergelzwischenlagen, sehr unregelmäßig; in der Mitte große, waagerecht liegende Einzelkoralle.

358,76—358,87 m Flaseriger Knollenkalk mit cyathophyllider Einzelkoralle, *Strapparollus* cf. *descendens* Koken (D_1). 358,81—358,86 m *Heliolithes* sp., *Cyathophyllum* sp. aus Kalk.

358,94—359,05 m Heller, körniger Kalk, oben rugose Koralle, *Bucaniella* sp.

359,56—359,60 m Ziemlich senkrecht stehender Stock von *Favosites gothlandica* Lam.

359,92—359,95 m Heller, etwas grau durchflaserter körniger Kalkstein.

360,00—361,00 m Sehr unregelmäßig wellig begrenzter Kalk, mergelig mit grauem Kalkmergel und Fossilschalen, z. B. *Favosites*, cyathaxonide Einzelkoralle. 361,02—361,16 m desgleichen.

361,17—361,27 m Graubräunlicher, spätiger Kalkstein.

361,27—361,34 m Grauer, sehr unregelmäßiger Kalkmergel mit Stücken von hellem Kalk, Brachiopoden, Korallen, wie *Favosites*; in zellig-linsigen Hohlräumen nußgroße Ausfüllungen durch bräunlichen, kristallinen Gips.

361,45—361,53 m Welliger Flaserkalk mit Auflösungssuturflächen, gewundenen Stromatoporenplatten, *Orthis* sp. Desgleichen bei 361,62—361,75; 361,94 bis 362,04 mit favositider Koralle.

362,11—362,94 m Heller, teilweise politurfähiger, mergeliger und mitunter spätiger Kalkstein, knollig-flaserig mit sehr unregelmäßigen Schichtflächen gegen graue, wulstige, glänzende und oft geröllartige Mergelschmitzen. Oben Detritus von Brachiopodenschalenstückchen, rundliche Trochiten, Bryozoen. Bei 362,60 m in rundlichem Hohlraum Gips; auf Tonflasern stark gewellte Diskordanzflächen. Tiefer auch Bohrgänge.

363,00—363,65 m Etwas politurfähiger, heller Kalkstein mit unregelmäßigen, grauen Mergelschmitzen und schwarzen Bitumenresten; bei 363,14 m Korallen. Tiefer oft von Bohrgängen durchwühlt.

364,29—364,99 m Ähnlich, oben überwiegend heller Kalkstein mit *Pentamerus* sp. und kohligen Fukoidenresten, schwarzen ? Fischresten. Bei 364,65 m mehrere Einzelkelche, die zu *Zaphrentis* gehören dürften.

365,00—365,31 m Schön gewellter Knollenkalk mit hellen Kalklinsen und grauen Tonmergelschlieren.

Borkholm'sche und Lyckholm'sche Schicht F. Untersilur

365,55—366,50 m Hellbräunlichgrauer, grau geflammter Mergelkalk mit unregelmäßig welligen, grauen Mergelzwischenlagen und vielen schwarzen „Fukoiden". Einige Einzelkorallen. Über 366,00 m stark von kleineren Bohrgängen durchsetzt. Bis 366,82 m ähnlich, Struktur wie im Fleckendolomit der devonischen c-Stufe.

366,77—367,06 m Heller Wulst-Knollenkalk mit grünen Mergelflasern.

368,19—368,39 m Grau gefleckter Fleckenmergelkalk. Bis 368,67 m ebenso, mit dicker *Murchisonia* sp. (Skulptur undeutlich). Schwanzschild wahrscheinlich von *Phacops* sp., bei 368,52 m *Orthoceras* sp.

368,82—369,36 m Politurfähige Knollenkalkbänkchen wechseln mit tonflaserigen Lagen, die viele Kalkknollen und Linsen enthalten. Oben rugose Einzelkoralle. Gegen unten kleinerknollig, geröllartige Stückchen,

öfter spätig mit „Fukoiden", Bryozoen, Korallen, pyritisierter Schale. Ebenso: 369,64—369,75 m.

369,90—369,97 m Ebenso. Stark durchwühlt. Oben *Favosites*.

370,03—370,93 m Heller, stark welliger, kleingeröllliger oder von Bohrtieren durchwühlter Kalk mit Mergelschmitzen, etwas Pyrit, bei 370,74 m Fischreste, Bryozoen, Trilobitenstückchen, *Leptaena sericea*.

370,99—371,86 m Politurfähiger, heller mergeliger Kalk gewunden mit Mergelzwischenlagen, oben und unten: *Leptaena sericea* Sow., *Clitambonites schmidti* Pahlen (C_1 Delta — D_1). Unregelmäßig gebogene Diskordanzflächen.

372,56—372,80 m, 373,04—373,28 m, 373,43—373,80 m, 373,84—373,96 m ähnlicher Wulstkalk, wechselnd mit Mergelschmitzen und -Lagen. Bei 372,73 m große *Strophomena* sp., ? *Murchisonia*, bei 373,27 m Trilobitenrest, bei 373,95 m *Clitambonites schmidti* Pahlen.

374,10—374,19 m, 374,31—374,48 m, 374,50—375,10 m ähnliches Gestein. Bei 374,38 m *Orthis* cf. *davidsoni* Vern. (G), bei 375,09 m *Clitambonites schmidti* Pahlen, *Orthis* sp. in hellem Fleckenkalk.

375,29—376,07 m Heller, knollig-wulstiger Kalk unten mit Mergelzwischenlagen. Bei 375,29 m *Clitambonites schmidti* Pahlen, *Orthis* sp., Trilobitenreste, rugose Einzelkorallen.

377,80—378,01 m Grauer Wulstkalk.

378,86—379,61 m Graugrünlicher, brachiopodenführender Mergelkalk, unruhig gelagert mit *Clitambonites schmidti* Pahlen (mehrere Stücke), *Leptaena sericea* Sow., *Leptaena* sp., Trilobitenresten, *Orthis actoniae* bzw. *O. davidsoni* Vern. (F, G.), *Orthis* sp., Bryozoe.

380,02—380,70 m Blaßgrünlichgrauer und weißlicher, detritischer, politurfähiger Kalkstein mit vielen Mergelzwischenlagen und Brachiopodenresten: Mehrfach *Clitambonites schmidti* Pahlen, *Leptaena sericea*, *Murchisonia*, *Favosites* ?.

385,74—386,75 m Grauer Wulstkalk und grauer Kalkmergel mit meist waagerecht liegenden, rugosen Einzelkorallen, die anschließend immer neu eine Ansiedelung versuchten, aber vom Tonschlamm wieder bedeckt wurden. 387,86—388,26 m ebenso.

388,46—388,95 m Wulstkalk; in dem tonigen Schlamm immer wieder Kalkstückchen und Plättchen (brekziös).

390,25—390,38 m Gleicher Wulstkalk, oben Trochit. Desgleichen 391,45—391,99 m.

392,30—392,70 m In der Mitte des Wulstkalkes schwarzer Bitumenbelag. Wulstkalk auch:

392,72—393,10 m und 393,48—393,92 m.

393,92—394,82 m Bänke von 4 cm dickem, dichtem, hellem Kalk mit Fossilresten wechseln ab mit 1—2 cm dicken Mergelbänckchen, die oft Kalkgeröllchen enthalten. Bei 394,40 m *Halysites*-Stock, oben, wohl auf Auflösungsfläche, durch eine Mergelflaser abgeschnitten.

394,93—395,83 m Gleiches Gestein, gegen unten politurfähiger Mergelkalk, bei etwa 359,25 m *Halysites*.

396,32—397,38 m Gleiches Gestein, wellige Schichtflächen. Bei ? 397,00 m *Strophomena* sp., *Halysites*-Stock.

397,50—397,70 m Überwiegend grauer, dichter Mergelkalk. Wellig. Desgleichen 397,83—398,00 m, 398,93—399,31 m, 399,37—399,57 m Wulstflasern des grauen Mergels zwischen dem hellen Kalkstein. Ähnlich 399,82—399,96 m.

400,19—400,33 m Desgleichen, die Grenzflächen zwischen Kalk und Mergel sind stylolithisch gestreift und sehr wellig gebogen. Ähnliches Gestein: 400,65—400,71 m, 401,02—401,16 m.

401,16—401,55 m Dichter, teilweise politurfähiger Kalk mit einigen Mergelflasern.

401,63—401,71 m Welliger Knollenkalk. Ebenso 401,92—402,11 m.

402,42—402,45 m Heller, mergeliger Kalk.

402,52—402,60 m Knollenkalk. Ebenso 403,00—403,26 m, 403,46—403,51 m, 403,57 bis 403,94 m tief.

404,22—404,72 m Überwiegend heller, harter, grau gefleckter Kalk mit welligen, tonigen Flasern. Im Mergel öfter dunkel färbendes Bitumen.

407,44—408,30 m Welliger, durchflaserter Kalk, etwas spätig, gegen unten grau gefleckt, bei 408,06 m Krinoidee.

409,91—410,02 m Knollenkalk, mehr oder weniger durchflasert, ebenso 410,14—410,20 m, 410,48—410,63 m, 410,66—410,83 m tief.

411,05—411,13 m Grauer, dichter Mergelkalk.

411,39—411,57 m Mergeliger Knollenkalk, ebenso 411,93—412,03 m.

412,45—412,81 m Grauer, mergeliger Kalk, von einigen Mergelflasern unregelmäßig durchzogen. Ebenso 412,97—413,06 m.

413,43—413,77 m Grauer Knollenkalk.

413,90—414,03 m Grauer, dichter, etwas spätiger Kalk. 414,22—414,33 m ebenso mit Mergellage. Ebenso 414,50—414,71 m.

415,01—415,18 m Knolliger Kalk. Ebenso, mit stylolithischer Streifung bei 415,74 bis 415,95 m.

415,96—416,00 m Heller, dichter Kalk. 417,61—417,71 ebenso, mergelig; 417,92 bis 418,01 m ebenso, hellbräunlich.

418,06—418,50 m Mergeliger, dichter Kalk, unten Mergelflasern.

418,70—418,86 m Mergelreicher, grauer Kalkstein.

420,08—421,57 m Grauer, oft unruhig gelagerter Kalkmergel, oben einige Aufwühlungsgerölle, mitunter knolliger Kalk.

421,74—422,25 m Dichter Mergelkalk, öfter grau gefleckt, ? *Leperditia*.

422,26—423,58 m Grauer Kalkmergel bis knolliger Mergelkalk mit Einzelkorallen und sonstigen Fossilspuren.

423,63—423,87 m Dunkelgrauer Kalkmergel, unten Bryozoen.

423,93—424,20 m Wulstkalk mit welligen Kalkmergellagen zur Hälfte. 424,21 bis 424,26 m fleckiger Mergelkalk, bis 424,62 m ähnlicher Mergelkalk.

425,16—425,55 m Dichter Kalk in 5—10 cm-Bänkchen wechselnd mit Kalkmergel, welcher Kalkknollen und Geröllchen einschließt. Letztere sind oft nur unscharf gegen den Mergel begrenzt.

425,60—425,71 m Heller, etwas mergeliger, unten grauer, mit Harnischen versehener, harter Kalkstein.

427,01—429,57 m Grauer, dichter Mergelkalk, mitunter grau gefleckt, etwas spätig oder politurfähig, auch Mergelflasern.

429,70—429,90 m Grauer Kalkmergel mit Kalkknollenlage.

430,10—430,39 m Grau gefleckter Mergelkalk mit vielen kleinen Fossilresten.

430,45—430,58 m Ebenso mit zwei Mergelknollenlagen.

431,15—431,53 m Graue, 10 cm dicke Kalkbänke mit Mergelzwischenlagen.

432,24—432,37 m Dichter, grauer mergeliger Kalk, etwas spätig. Ebenso 432,42 bis 432,55 m, 432,59—432,68 m heller dichter Kalk. 432,91—433,77 m ebenso, im Hohlraum Pyrit, wellige Mergelbänkchen.

433,96—434,01 m Hellgrauer Mergelkalk mit Mergellagen.

434,09—434,31 m Ebenso, Grenzflächen stärker wellig, etwas Pyrit, gegen unten *Oxydiscus planissimus* Eichw. (D_2, Kegelsche Schicht), *Worthenia (Lophospira) vermetus* Koken, aus F_1 bekannt. Schwanzschild eines Trilobiten.

434,34—434,43 m Grauer, harter, etwas mergeliger Kalk oben mit *Orthis (Nicolella) moneta* Eichw. Dorsalklappe (B_2—C_2—D).

434,48—434,56 m Grauer Kalkmergel und bräunlichgrauer, harter, schwach spätiger Kalkstein. Ähnlich 434,79—434,81 m.

435,18—435,20 (?) m Grauer Kalkmergel mit Kopfschildstück von *Phacops*, ähnlich *Ph. kuckersianus* (C_2), Graptolith, Trochiten, Pyrit.

435,32—435,35 m Dichter, heller Kalk, von Kalkmergel sehr unregelmäßig durchflasert. Ähnlich Mergelkalk 435,50—435,57 m, 435,64—435,86 m. Grenzflächen sehr wellig. Eine rugose Koralle.

436,90—436,99 m Grauer Kalkmergel und harter Kalk. Ebenso —437,73 m.

438,05—438,39 m Grauer Kalk mit drei wellig-wulstigen Kalkmergellagen, 2—10 cm dick.

438,50—438,86 m Dichtmergeliger, harter, etwas politurfähiger Kalkstein, bei 438,59 m Bryozoe, gegen unten in Mergelflaser zahlreiche, etwas geschwänzte Gerölle aus Kalk.

439,40—439,85 m Grauer Kalk, dazwischen Mergel mit welligen Grenzflächen.

439,85—440,71 m Bräunlichgrauer, dichter Kalk mit Mergelwulstflasern.

441,06—441,41 m Dichter, bräunlichgrauer Kalk, oben Fossilschale, unten Mergelschmitze.

441,58—441,92 m Ebenso mit Bryozoe, *Orthis calligramma*-Gruppe (grobrippig).

442,22—443,70 m Ebenso, mitunter Mergeleinlage.

443,81—444,26 m Dichter Kalkstein und Mergel, bei 443,96 m *Endoceras* oder *Orthoceras* mit Pyrit.

444,37—444,51 m Ebenso, wechselnd mit zwei wulstigen Mergellagen, einige Trochiten im Kalk.

444,60—444,80 m Oben Mergel mit Kalkgeröllchen, sonst dichter, grauer Kalk, der nach unten an welligen Schichtfugen mit grauem Kalkmergel abwechselt.

444,81—444,97 m Die Kalkmergelschmitzen enden bizarr geformt. Wahrscheinlich ist der Mergel bei Verlust seines Volumens stark gesackt, und so haben sich die Hangendschichten etwas gesenkt und an den bereits erhärteten Kalkmassen stylolithisch gerieben, vielleicht wurde auch Mergelschlamm inijziert. Im Kalk öfter ungefähr senkrechte Stylolithenstreifung mit etwas Tonbelag.

445,00—445,10 m Dichter, grau gefleckter Kalk, dünne Tonflasern, Gastropode.

445,25—445,56 m Grauer Mergelkalk mit welligen Mergelzwischenbänkchen.

445,71—445,98 m Grünlichgrauer Kalkmergel mit Wulstkalkbänken.

446,71—446,79 m Grünlichgrauer Mergel, unregelmäßig wechselnd mit Mergelkalk. Ebenso 447,26—447,31 m.

447,48—447,53 m Mergeliger Kalkstein mit *Strophomena deltoidea* Conrad (Caradoc, C_2—F_2), *Heliolites interstincta* L. (vorwiegend Obersilur).

447,62—447,77 m Von dunkelgrüngrauem, dünnem Kalkmergel fein durchflaserter heller, spätiger, knollig-linsiger Kalk. Ähnlich 447,86—447,99 m und 448,07—448,11 m mit kl. *Orthis* sp., 448,57—448,71 m.

449,06—449,35 m Weicher, graugrüner Kalkmergel mitunter in Mergelkalk übergehend. Kleiner Trochit.

449,48—449,60 m Ebenso unregelmäßig wellig, in fossilreichen Mergelkalk übergehend. *Raphistoma nummismale* Ko. (F_{1a}), *Phacops (Chasmops) eichwaldi* FR. SCHMIDT (Lyckholm-Schicht F_1), von *Ph. wesenbergensis* aus E verschieden durch den Mangel von Glabella-Tuberkeln.

449,64—449,66 m und 450,45—450,78 m Gleiches Gestein.

450,78—450,88 m Grauer Mergelkalk, wulstig gegen grüngrauen Kalkmergel abgegrenzt.

451,66—452,02 m Ähnliche Mergel mit dünnen Kalklagen. Etwas Pyrit.

452,37—452,44 m Graugrüner Tonmergel mit etwas knolligem Kalkstein, gegen unten: *Orthis flabellulum* Sow. (Caradoc - Bala C, D, meist junge Ex.), *Platystrophia biforata* var. *lynx* EICHW., *Leptaena sericea* Sow. (zahlreich in F_1, bes. in Caradoc C—D, aber auch Wenlock), *Gonionema* cf. *gradatum* KOKEN (B_3), *Trematopora kuckersiana* BASSLER (C_2, D_1), Trilobitenstückchen.

452,94—453,03 m Ähnliches Gestein.

453,13—453,67 m Heller, politurfähiger, grauer Kalkstein, von grauem Mergel unregelmäßig durchsetzt.

454,04—454,57 m Heller, spätiger Kalk mit dünnen Mergelflasern. *Leptaena sericea.*

454,57—454,86 m Wulstkalk, grünliche Mergelflasern, einige Brachiopodenschalen.

454,88—454,95 m Desgleichen Lumachelle mit *Orthis (Plathystrophia) biforata* SCHL. *lynx* (Llandeilo-Wenlock B_3—I), *Orthis* sp., *Strophomena* cf. *antiquata* Sow. (Caradoc - Unterludlow, C—K), kleine Trochiten, Bryozoenreste, Trilobitenreste. Bei 454,94 m reichlich *Orthis* cf. *kuckersiana* WYS., Trilobitenspuren. Bis 455,00 m heller, dichter Kalk mit fettem, grünlichem Kalkmergel, knollig.

455,00—455,26 m Desgleichen mit Markasit. Bryozoen, Brachiopoden-Detritus, Trilobitenreste, *Orthis* sp., tonige Rutschharnische.

455,54—456,02 m Desgleichen. Verdrückte *Orthis* sp., Rutschflächen.

456,04—458,02 m Heller, dichter, pelagischer Kalk mit Tonflasern, oft stark knollig, auch grünlicher Mergelkalk. Bei 457,00 m und 457,93 m *Orthis* sp.

459,00—459,07 m Desgleichen. 459,51—459,56 m Graugefleckter, dichter, heller Kalk mit *Orthis* sp. und dünnen stylolithisch gestreiften Tonflasern. Ähnlich 458,62—459,72 m, 459,79—459,83 m kleinwulstig.

460,01—461,11 m Graugrüner Kalkmergel überwiegt. Bei 461,00 m geringelte Trochiten, *Rhynchonella* sp., *Orthis* sp., *Bucania* sp., Trilobitenrest.

461,32—461,41 m Wulstiger Mergelkalk.

Wesenberg'sche Schicht E

461,47—461,54 m Grauer *Leptaena - Orthis* - Lumachellekalk mit grünlichen, stark gebogenen Mergelzwischenlagen, gegen unten: *Leptaena sericea* Sow., *Orthis* cf. *calligramma* DALMAN.

461,72—461,82 m Brauner, bituminöser Kalkstein, oben wellig, mergelig.

462,18—462,28 m Graugrünlicher Mergel mit hellen, dünnen Kalklagen, gegen unten: *Orthis kuckersiana* Wys., bzw. *O. holmi* (C—E), zahlreich. *Strophomena expansa* Sow.. (F_2), Trilobitenrest.

462,82—462,86 m In gleichem Gestein zahlreiche *Leptaena sericea*, *Orthis* sp., Trochiten, Bryozoen.

463,49—463,61 m Im gleichen Gestein (fossilreich): Oben *Orthis* cf. *testudinaria* Dalman, *Leptaena sericea* Sow., *Strophomena expansa* Sow. (Caradoc, Unterllandovery, F_2), Schwanzschild von *Phacops* sp., *Pachydictya* sp., *Estoniopora communis* Bassler (B_2—D_1), *Trematopora* sp., *Orthis testudinaria* Dalman (B_3—F).

463,61—463,84 m Im gleichen Gestein: Glied der Reihe *Orthis kuckersiana-extensa-holmi* (C—E), Kopfschildstück und tuberkulierte Schaleninnenseite wohl von *Phacops (Chasmops) wesenbergensis* F. Schmidt (nur E), *Dianulites* sp., *Strophomena expansa* Sow., *Strophomena* sp., verdrückte *? Platystrophia lynx*.

Nach der Gesteinsart aus 461,00—467,00 m Bohrlochtiefe stammend: graugrüner, feiner Kalkmergel, in Zwischenschichten mit reichlich *Strophomena expansa* Sow. (F_2, Caradoc, Unterllandovery) *Orthis kuckersiana* Wys. (C—E), *Leptaena sericea* Sow. (Untersilur), Bryozoe.

463,84—464,08 m Graugrüner Kalkmergel mit Kalklumachelle. Wohl *Mesotrypa discoidea orientalis* Bassler.

464,20—464,42 m Ebenso, oben mit rundlichen Trochiten, *Leptaena*, Trilobitenresten, unten mit *Phacops (Chasmops) odini* Eichw., wohl dessen rechter Wangenstachel (C, besonders C_2), Korallen, Trochiten, viel Bryozoen.

464,98—465,02 m Ebenso mit *Leptaena sericea* Sow., *Strophomena expansa* Sow., *Orthis* sp.

465,55—465,67 m Ebenso mit *Orthis* sp., *Strophomena (Leptaena) rhomboidalis* Wilckens (C_2, F, J, K), *Phacops* sp. (Kopfschild mit hohem Augenhöcker), *Hyolithes* sp., runden Trochiten, inkrustierender Bryozoe. Ähnliches Gestein 465,96—466,01 m.

466,31—466,90 m Ebenso mit Bryozoen, *Leptaena* sp., organogenen Kalkzwischenlagen, *Strophomena expansa* Sow., *Leptaena sericea*, *Orthis kuckersiana* Wys., übergehend in die feiner gestreifte extensa-holmi-Gruppe (C—E).

466,90—467,59 m Ebenso mit *Strophomena* sp., *Orthis* sp., Bryozoen, rundlich bis fünfeckige Trochiten.

467,63—467,76 m Graugrünlicher Kalkmergel mit grauen Flecken und Fossilspuren. Ähnlich 467,80—467,91 m mit *Leptaena*, Bryozoen bis 468,65 m.

468,65—469,20 m Im grünlichen Mergel nimmt flaseriger Kalk allmählich zu.

469,20—469,92 m Gleiches oder etwas härteres Gestein, oben mit vielen Brachiopodenschalen: *Leptaena sericea* Sow., *Strophomena* sp., *Orthis* sp., Bryozoen, gegen unten *Strophomena rhomboidalis* Wilckens (Unter- und Obersilur), Schwanzschild wohl von *Phacops (Chasmops) wesenbergensis* F. Schmidt (nur E), ein Kopfschildstück von ?, Bryozoen. Bei 469,77 m *Strophomena expansa* Sow., *Leptaena sericea*, *? Favosites*, Bryozoe, Trilobitenrest. Bei 469,96—470,02 m Wulstkalk und grüner Kalkmergel mit *Platystrophia lynx* und großer *Strophomena expansa* Sow.

Oberjewe-Schicht $D_{2, 3}$

470,67—470,86 m Graugrüner Kalkmergel mit einigen *Leptaena*, *Orthis* sp., *Illaenus* sp. ?, Bryozoen, *Spirifer* sp.

Von diesem *Spirifer* sp. aus 470,76 m Tiefe liegt ein doppelklappiges Stück vor, an dem aber fast der ganze eine Flügel fehlt. Auffallend sind die langen, in eine dorsoventral abgeflachte Röhre ausgezogenen Flügel, das scharfe Jugum der Armklappe, der tiefe, von zwei kräftigen, scharfen Rippen begrenzte Sinus der Stielklappe. Area sehr niedrig, fast fehlend. Auf der Armklappe ein scharfes Jugum, das in den fast bis zum Schloßrand vortretenden Wirbel verläuft und vom Stirnrand her durch eine allmählich auslaufende, seichte Furche gegliedert ist. Seitwärts vier flache, gegen den Schloßrand rasch auslaufende Rippen. Auf der Stielklappe, deren Wirbel kaum höher ist als jener der Armklappe, ein tiefer Sinus (Entfernung zwischen Sinustiefe und Jugumhöhe fast so groß wie die halbe Länge des geraden Schloßrandes). Aus ihm erhebt sich gegen außen hoch und glatt eine scharf gekielte Rippe, welche mit zwei weiteren, weniger hohen Rippen gegen den Seitenteil absinkt. Auf diesem noch kurze Andeutungen von vier flachen Rippen. Gegen den Stirnrand zu in beiden Klappen einige zickzack geformte Zuwachsstreifen. Breite etwa 30 mm, Länge 11 mm, Dicke 11 mm.

471,24—471,33 m Kleinlinsig-wulstiger Kalkmergel mit reichlichen Bryozoen-Ästchen. Ähnlich 471,93—472,16 m mit einigen Korallen, wohl *Favosites*.

473,03—473,72 m Graugrüner Kalkmergel, wohl *Favosites*.

474,00—474,23 m Graugrüner Kalkmergel, oben *Orthisina ascendens* Pander (Echinosphäritenkalk, Unter Llandovery), Graptolith, *Pachydictya cyclostomoides* Eichw. (C_2, D_1, D_2), *Leptaena sericea* Sow.

474,64—475,22 m Wulstiger Mergelkalk mit grünen Kalkmergelflasern, immer reichlich Bryozoenästchen. *? Platystrophia.*

475,51—475,63 m Graugrünlicher Mergelkalk, oben einige Trochiten, Bryozoen.

476,23—477,03 m Graugrünlicher Mergelkalk mit unruhiger Struktur und Fossilresten. Gegen unten ordnen sich die kleinen Mergelkalkpartien zu wellig-begrenzten, rundlichen Kalkknollen.

477,09—477,18 m und 477,61—477,71 m heller Wulstkalk mit grünlichen Mergelflasern.

478,56—478,62 m Unregelmäßig gelagerter, graugrüner Mergelkalk, bei 478,61 m *Straparollus descendens* Koken (D_1) und Steinkern von *Hyolithes acutus* Eichw. (B_{3b}). Hier liegt also dieser *Hyolithes* höher. Er ist von dem in C_2 bisher gefundenen *H. striatus* gut unterschieden (letzterer ist gerade gestreckt, nicht gebogen). Vgl. Z. d. geol. Ges., **41**, 1890, 762).

478,85—478,98 m Graugrüner Kalkmergel überwiegt den kleinknollig-linsigen Kalk. Ebenso bei 479,19—479,25 m, 479,69—480,16 m, 480,79—480,96 m mit Bryozoen.

481,61—481,72 m Graugrüner Kalkmergel, oben mit fünfeckigem Trochit, Fukoid, *Orthis* cf. *vespertilio* Sow. Gleiches Gestein 481,97—482,03 m.

482,46—482,54 m Graugrüner Kalkmergel wechselt schmitzenartig und unregelmäßig mit etwas mehr Kalkstein. Ebenso 482,75—482,86 m, 482,99 bis 483,29 m.

483,67—483,73 m Grüngrauer, dichter Kalkmergel, einige „Fukoiden".

484,64—484,73 m Ebenso, nach unten in hellgrauen Kalk übergehend; ebenso 484,91 bis 484,96 m.

485,44—485,55 m Graugrüner Kalkmergel, in Schmitzen kalkig mit etwas Korallen, Trochiten, *Leptaena* sp. Unten *Platystrophia biforata* var. *lynx* Eichw. (F_1, F_2). 485,73—485,82 m ebenso, der Kalk ist spätig.

486,57—486,77 m Graugrünlich-kleinwellig-wulstiger Kalkmergel mit Kalklinsen, die sich nach unten zu grobspätigem Kalkstein zusammenschließen. Ebenso 486,84—486,91 m.

487,49—487,58 m Graugrüner Mergel mit *Leptaena* sp., *Orthis* sp., runden Trochiten und Bryozoen.

488,55—488,64 m Ebenso, teilweise trochiten-spätig.

489,57—489,68 m Ebenso, Pyrit. 490,16—490,24 m ebenso.

Unterjeweschicht D_1 und Cystideenkalk $C_{3,2}$

491,00—491,05 m Gleicher Kalk, Cystidee, runde Trochiten, Bryozoen. Desgl. Gestein von 491,39—491,52 m.

492,06—492,16 m Ebenso, nach unten mehr Kalkmergel und *Echinosphaerites aurantium* Gyll. wohl mut. *infra* (C_1 Echinosphaeriten- und Endoceraskalk).

492,88—493,15 m Gleiches Gestein.

493,50—493,61 m Graugrüner Mergel bis spätiger Kalkmergel.

493,81—494,03 m Linsiger Knollenkalk mit grünem Mergel.

494,45—494,53 m Heller, spätiger Kalk, wenig grünlicher Mergel in spätigen Zwischenblättern und -Schmitzen.

495,13—495,28 m Ebenso, die hellen Kalklinsen dicker.

495,57—495,70 m Ebenso mit Bryozoen, Trochit.

496,70—496,80 m Ebenso, oben mit stylolithisch gestreifter Schale.

497,18—497,27 m Ebenso, mit *Echinosphaerites*, unten Trilobitenrest. Im Mergelkalk *Orthis* sp., *Leptaena* sp., *Echinosphaerites aurantium* Gyll. *Estoniopora*-Epitheka (?), Bryozoen- und Trilobitenreste. Gleiches Gestein 497,93—498,04 m.

498,56—498,66 m Ähnlicher heller und dunkelgrauer Fossilkalk mit grünlichen Mergelschmitzen, unten *Echinosphaerites aurantium* Gyll., *Archeopora radians* Eichw. (Untersilur), Trochiten. Ähnlich 498,86—498,97 m.

499,22—499,32 m Heller grobspätiger Kalkstein mit grünlichen, unregelmäßig gewundenen Mergelblättern.

500,07—500,14 m Ebenso, fossilführend, unten *Strophomena* sp.

501,67—501,75 m Heller, etwas spätiger Kalk mit unregelmäßig gewundenen, grünen Mergelblättern. 501,84—501,87 m Heller, spätiger Knollenkalk mit dunklen Mergelflasern. Bei 502,59—502,68 m und 503,35—503,43 m ähnliches Gestein.

Echinosphäritenkalk und Obere Linsenschicht C_1

504,56—504,69 m Ebenso, nach unten mehr grüner Mergel mit Fossilien, in der Mitte die mit radialstrahligem Kalzit gefüllten *Echinosphaerites*-Kugeln. *Platystrophia biforata* var. *lynx* Eichw., 1 *Caryocystites?*

505,63—505,64 m Heller, grobspätiger Cystideenkalk mit *Caryocystites ?*.

506,86—506,93 m Heller, spätiger Kalkstein mit einigen grünen Mergelflasern.

507,06—507,32 m Heller, mehr oder weniger spätiger Kalk mit wellig-unregelmäßigen, graugrünen Mergelblättern und Schmitzen, welche den Kalk wulstig umgrenzen.

506,00—507,18 m allgemein: Höchst unregelmäßig gelagerte, wellig wulstige, helle, etwas spätige Kalkschmitzen (Trochiten), umgeben von grünen Kalktonmergellagen.

507,18—507,22 m Dichter, heller und dunkelgrauer, politurfähiger Kalkstein, Fossilreste.

507,22—509,00 m Ebenso wie 506,00—507,00 m, mitunter Cystideenkugeln. Bei 507,44 m *Orthis* sp., *Illaenus* sp. (Schwanzschild von Jugendform), gerundete Trochiten, vereinzelt wohl „*Pentacrinus priscus* Eichw.", *Diplograptus* sp. Bei 508,27—508,28 m *Echinosphaerites*, Trilobitenreste, dünne Trochitenglieder.

509,00—510,00 m Ebenso; immer mehr oder weniger spätig von Crinoiden- und Cystideenresten, überwiegend der hellgraue Wulstkalk. Bei 509,02 m *Orthis* sp., *Echinosphaerites*, fünfeckige Trochiten.

510,00—510,69 m Linsig-unregelmäßig gelagerte, grüne, kalkige Tonmergelflasern überwiegen die weißen Kalklinsen und Knollen, die in sehr großer Zahl eingeschaltet sind. Echinodermenstückchen, bei 510,50 m ? Cryptocrinide, Trilobitenreste.

510,69—511,00 m Über die grünen Tonmergelflasern überwiegen die grauen, wulstigen Kalksteine, die mitunter feiner körnig sind. Bei 510,80 m zwei haselnußgroße, mit Gips gefüllte Drusenlöcher. Die Bohrkerne sind etwas salzig.

511,00—511,14 m Überwiegend die grünen Tonmergel neben den weißlichen, knolligen Kalksteinen, die nach unten zunehmen.

511,14—511,38 m Überwiegend dichter, politurfähiger Kalkstein, einige Cystideen-Kugeln.

511,38—513,06 m Überwiegend der sehr unregelmäßig wulstige, von grünem Tonmergel umflaserte, helle, spätige, mitunter dichte Kalkstein wie über 510,00 m.

513,06—516,42 m Ziemliches Gleichgewicht zwischen den beiden Sedimentkomponenten, dem grünen Tonmergel und dem hellen Kalkstein, knollig, meist spätig, aber auch oft feinkörnig (dicht).

Bei 513,17 m fünfeckige Trochiten. Bei 513,52 m liegt waagerecht ein wohl oberflächlich durch Korrosion angefressener Steinkern von *Endoceras* (?). Bei 514,66 m schwarz glänzender Graptolith, *Climacograptus* oder *Diplograptus* sp., Trilobitenreste. Bei 515,11 m Cystideenkugeln. Bei 515,64 m rundliches Crinoidenstiel-Stück, Kopfschild von *Amppx rostratus* Sars (C_1, C_2), Schwanzschild wohl von *Chasmops odini* Eichw. (oberes C_1, besonders C_2). *Dianulites petropolitana* Dybowski (B_2—E, zahlreiche junge Kolonien), *Orthis* sp. Bei 515,93 m Kugel von *Echinosphaerites aurantium* Gyll. Bei 515,95—516,00 m *Echinosphaerites aurantium* Gyll. u. a. Cystideen.

516,42—519,35 m Überwiegend heller Knollenkalk, spätig mit grünen Tonmergelflasern. Bei 516,90 m Stiel und Kelchbasis einer dickeren Crinoidee. Bei 517,75 m *Dianulites petropolitana* Dybowski (B_2—E). Bei 517,82 m *Leptaena (Plectambonites) sericea* (Sow. (B_3—G_3), *Dianulites petropolitana* Dyb. (B_2—E), *Hpolithes acutus* Eichw. (B_{3b}), Trochiten. Bei 517,94 m *Echinosphaerites, Platystrophia* sp. Bei 518,00 m 7 cm von grauem, hellem, fossilführendem mergeligem Kalkstein mit *Orthis calligramma* Dalmann (C—G), *Leptaena* cf. *sericea* Sow., Schwanzschild von *Asaphus* sp., *Estoniopora communis* Bassler (B_2—D_1), rundliche Trochiten und Problematikum mit Warzenpolygonen. Bei 518,44—518,60 m fallen die Auflösungs-Suturflächen mit zackigem Verlauf und dünnem Tonbelag auf. Bei 519,00—519,02 m Schwanzschild von *Asaphus* sp.

519,35—519,57 m Dichter, grauer Kalkstein mit viel *Endoceras* („Schlachtfeld"), auch schönen Auflösungs-Suturflächen.

519,57—521,47 m Knolliger, von grünem Tonmergel durchflaserter Kalkstein. Bei 519,80 m haselnußgroße Druse mit Gips. Bei 520,38—520,40 m und bei 520,60 m *Endoceras*.

521,47—524,50 m Oben dichter, sonst weniger feinkörniger und von Brauneisen-Lins'chen durchsetzter, von grünem, grauem und rötlichem Ton durchflaserter Kalkstein, teilweise selbst etwas rot,
= Obere Linsenschicht. Nach unten kräftiger rot, auch bunt werdend, aber immer noch mit Linsen.
Bei 523,00 m und 526,80 m waagerecht liegender *Endoceras*.
Die Untergrenze ist ganz unscharf, zwischen 523 und 525 m.

Oberer Vaginatenkalk und Untere Linsenschicht B_3

524,50—526,80 m Mehr spätiger, toniger, kräftig violettroter, oben noch mit braunen Linsen versehener Vaginatenkalk, bei 524,82 m noch *Echinosphaerites*-Kugel, reichlich weiße Fossilschalen und Stücke von solchen. Bei 526,25 m *Orthoceras* sp. waagerecht.

526,80—529,00 m Untere Linsenschicht, oben noch mehr rot, darunter überwiegend rotbraun mit grünen Tonflasern, gelblicher, graulicher Kalkstein, wieder mit vielen braunen Linsen. Übergang von oben her.

529,00—529,85 m Im Bohrprobenkasten liegt für diese Tiefe grauer, feinsandiger Bohrschlamm, vielleicht hereingefallen von oben.

529,85—532,67 m Noch bunte, Untere Linsenschicht mit häufig *Endoceras* sp., oft rötliche Färbung. Schöne Auflösungs-Suturflächen: nach oben scharf begrenzt, nach unten allmählich weniger braun.

532,67—532,80 m Grauer, durchflaserter Kalkstein mit vielen, kleineren Cystideenkugeln.

Glaukonitkalk B_2

532,80—534,45 m Meist dunkelgrüner, fein glaukonitischer, geflaserter Kalkstein, Glaukonitkalkstein. Nach unten braun mit schönen Auflösungssuturflächen, die auch einen *Orthoceras* sp. angelöst haben. Oft viele, braune Eisenlins'chen, manche größere Fossilschalen. Bei 533,71—533,78 m *Megalaspis acuticauda* Ang. var. *typica* Fr. Schmidt (Revis. V, S. 46, Taf. V, 1—4) Pygidium (B_2, B_{2a}).

Endoceras sp. Bei 533,85—533,92 m viel Glaukonitkörner, teilweise mit Andeutung von Foraminiferen-Steinkernen, etwas Quarzsand. *Illaenus* sp., *Cybele ?, Orthis* sp.

534,45—534,60 m Kräftig rot und braun geflammter und mit roten Tonstückchen durchlagerter Tonmergel und Kalkstein.

534,60—534,85 m (ungefähr) Härterer Kalkmergel mit Glaukonitkörnern.

534,85—535,50 m Grünlicher, etwas mergeliger Glaukonitkalk mit Fossilien. Bei rund 535 m *Megalaspis planilimbata* Ang. Pygidiumstück (B_2 a), bei 535,15 m *Megalaspis* sp.
Bei 534,53—534,57 m gestreifte Rutschflächen. Kleine, feingestreifte *Orthis* sp.

535,50—536,62 m Violettroter und grünlicher, toniger Kalkmergel.
Die Tiefenangaben sind hier nicht ganz genau, da in den Bohrkernen Lücken vorliegen.

Unterkambrium

Fukoiden-Eophytonsandstein A_1 c, d

536,62—558,50 m Grauer Fukoiden-Eophytonsandstein (Untere Olenelluss-chichten des tieferen Unterkambriums) mit salzreichem Wasser. Von oben Probe mit ziemlich grobem Quarzsand und zerstoßenen Mergelkalkstückchen. Von etwas tieferer Lage viel grauer, mittelkörniger Quarzsand.

Blauer Ton A_1 a, b

558,50—567,00 m Bläulichgrünlicher, violettgeflammter, schneidbarer Ton, oben auf rund 0,5 m bräunlich zersetzt. Der Bohrkern ist noch 6 cm dick. Tiefstes Unterkambrium.

Außer den vorstehend aufgeführten Bohrproben besitzt das Geologisch-paläontologische Institut der Universität in Riga noch rd. 50 m Bohrkernstücke dieser Bohrung, jedoch ohne Tiefenangabe. Der Vollständigkeit des Beobachtungsstoffes wegen bringe ich in Taf. 8 das Bohrjournal mit der geologischen Deutung.

Die Fischreste, Bryozoen, Korallen, Mikrofossilien (durch Auflösung isolierbar), und die wenigen Reste von Graptolithen sind noch nicht hinreichend bearbeitet.

Es seien nun kurz einige schon jetzt bemerkenswerte Ausführungen zu den einzelnen Stufen gemacht.

A_1. Unterkambrium

(Tiefere Olenellusschichten, Ingrium z. T. bei H. Scupin, Estonium bei A. Oepik)

Obgleich ich für ungefähr diese Tiefe Sandstein vorausgesagt hatte, war es doch Ende März 1934 eine Überraschung als die Bohrfirma von der Erbohrung von grauem Sand zwischen 536 und 550 m Tiefe berichtete. Denn dieser lockere Sandstein, der die Gewinnung von Bohrkernen nicht zuließ, enthielt keine Spur von Obolus oder einer anderen Schale und dem Gestein nach entsprach er bereits dem Fukoiden-Eophytonsandstein (A_{1d}, A_{1e}). Weder bezeichnender Obolussandstein noch Bitumenschiefer, den man auf Dictyonemaschiefer hätte beziehen können, war gefunden

worden. Ich teilte nach diesem Befunde mit, daß die Bohrung voraussichtlich bald in den darunter zu erwartenden Blauen Ton (A_{1b}) eintreten würde, und daß sie dann eingestellt werden könne. War doch höchstens in sandigen Zwischenlagen seines Hangendteiles noch Wasser zu erwarten und bot eine Durchbohrung des in Estland über 100 m mächtigen Tones bis auf dessen Liegendsande wenig Hoffnung auf salzarmes Wasser.

In der Tat fanden wir bei 558,50 m Bohrlochtiefe Ton (Pelit). Und zwar zeigte dieser, noch 8,5 m tief angebohrte Ton alle Einzelheiten des echten „Blauen Tons", wie ihn das geologische Institut Riga beispielsweise von Kunda besitzt. Ich könnte zwischen beiden Proben keine Unterscheidung angeben, sie sind nach Gestein und Farbe zum Verwechseln ähnlich.

Bei einer nordsüdlichen Entfernung Kunda-Dünaburg von 420 km ist dies immerhin bemerkenswert. Noch um 100 km weiter von Dünaburg entfernt liegt der gleiche Blaue Ton der Visby-Bohrung (H. Hedstroem, 1923) oder jener von Petersburg (Leningrad)—Karelien.

Fußend auf der Bohrproben-Bearbeitung durch L. Rueger (1923) hat A. Oepik (1929) die Einheitlichkeit des marinen unterkambrischen Zyklus mit grobsandig-transgredierendem A_{1a}, inundierendem Blauen Ton A_1 und regredierendem Eophyton-Fukoidensandstein $A_{1c, d}$ mit Recht betont. Die Einheitlichkeit jener Überflutungs-(Inundations-)phase läßt uns die weite Verbreitung der gleichen Ton-Ausbildung verstehen. Wegen der Großzügigkeit dieser Meeresbedeckung darf man die Vertretung der sandigen Regressionsstufe auch unter Kemmern erhoffen, wo wir ähnliches Salzwasser erbohren wollen, wie unter Dünaburg.

Einzelheiten und Mächtigkeitsvergleiche zeigt die beigegebene Tafel und das Schichtverzeichnis der Dünaburger Bohrung.

$B_{1, 2}$ Glaukonitsand, Glaukonitkalk

Nach der langen Festlandszeit mit mehr oder weniger langer und kräftiger Abtragung kehrte das Meer zur Untersilurzeit abtragend und mit Strandablagerungen übergreifend in das ostbaltisch-skandinavische Gebiet zurück.

Es legte voraus Obolussand(stein), dann Faulschlamm des Dictyonemaschiefers in ruhigen Senken nieder. Man sollte glauben, daß die Dünaburger Gegend, da weiter von dem nordöstlichen Kontinentalkern entfernt, früher vom Meere erreicht wurde als Estland und Fennoskandia. Dies schien sich auch aus den Beobachtungen von A. Karpinski (1887, 1895) zu ergeben. Dieser berichtete vom Lovat (Kunitzky, südlich vom Ilmensee) und von Rawanitschi im Osten von Minsk über Obolussandstein und Dictyonemaschiefer. Wie 1937 gesagt wurde, beziehen sich aber diese Vorkommen offenbar auf Glazialschollen, die vom estländischen Faziesbezirk bis dorthin nach Süden verschoben wurden. Vgl. auch O. v. Linstow (1927).

Jedenfalls haben wir aber in Dünaburg eine starke Verspätung des ankommenden Meeres. Denn hier fehlt $A_{2, 3}$, also die Packerortstufe. Es fallen daher die bereits unter und über ihr bekannten Schräg-(Diskordanz-)flächen hier zu einer einzigen zusammen. Das Silur beginnt erst mit der Glaukonitstufe und zwar mit dem sehr bezeichnenden Glaukonitkalk B_2.

Übersicht des Kambriums und Untersilurs von Estland

(Ordovicium)	Ashgillian *Harpes*-Stufe	F_2	Borkholm'sche Schicht	Korallenkalk hell, kristallin, Stromatoporen, Atrypa	2,4	7
				Conocardienbank: bit.-mergel. Plattenkalk, Mergel, Kiesellagen	1,58	
				Bryozoenkalk oben örtl. viel Schnecken, Muscheln. Lock. grobkörn. Kalke	1,14	
				Crinoidenkalk, unten örtlich Trochitenkalk	? 2	
		F_1	Lyckholm'sche Schicht	F_{1b} grauer Mergelkalk, örtlich viel Korallen, dünnplattig — uneben		15
				F_{1a} weißer, dichter, kieseliger Kalk		
	Trinucleus	E	Wesenberg'sche Schicht	Kalkstein, Backsteinkalk in Platten, dünne Mergellagen. Viel Cyclocriniten		? 3
	Caradoc (Chasmops-Stufe)	$D_{2/3}$	Oberjewe: Kegel'sche und Wassalem'sche Schicht	Ostestland: Kalk, Östl. Narwa Dolomit. Im W darüber: der Enkrinitenkalk von Kegel; bei Wassalem heller, grobspät. „Marmor", im Ton Fossiltrümmer, Hemicosmiten. Politurfähig.		60—70
		D_1	Unterjewe-Schicht	± dolom., plattiger Mergelkalk mit Stylolithenkegel, unten rostfarben > 8 m		
		C_3	Itfer'sche Schicht	mit *Chasmops wrangeli, Lichas triconicus, Asaphus itferensis, Sphaerocoryphe hybneri., Echinosphaerites.* 7— 8 m		7—17
		C_2	Kuckers'sche Schicht	Kalksteine mit Sapropelit (Brennschiefer)-Lagen, die nach O zunehmen, bes. unter (ungefähr = Llandeilo und ält. Chasmopskalk) 3 - 15 m		
		C_1	C_1 Echinosphaer.-Kalk	C_{1b} δ Caryocystites-Zone	Kalkplatten und Mergel mit *Ech. aurantium* Gyll. mut. *supra* Hecker „Reval-Tallinna-Stufe" Raymond 1916, Becker 1922	4
				C_{1b} γ Baukalkstein-Zone	Dickere Kalkplatten mit Röhren- u. *Ech. aur. supra*	5—8
				C_{1b} αβ Echinosphaerites-Zone darunter Korrosionsfläche	Linsen - reicher Cephalopodenkalk mit *Ech. aur.* mut. *supra*	3,7
					Kalkplatten mit viel *Echinosph. aurantium* Gyll. mut. *infra* Hecker, *Asaphus latisegmentatus*	
				C_{1a} Obere Linsenschicht	(Asaphidenkalkstein) Plattenkalke mit *Orthoceras cylindricum Lituites,* kleine *Echinosphaerites Megalaspis platyurus.* „Oolithenzone" K. Orviku 1925	2,5

Untersilur	Skiddaw, Llandello Arenig	B_3	Vaginaten-Kalk „Kundastufe"	B_{3b} mergel. Kalk m. Mergelschiefer, teilw. Sandstein; örtlich rotbraun, oft viel *Endoceras*	1—5
				B_{3a} Untere Linsenschicht: Mergelkalk + Tonlinsen. Erosion	0,3—1
		B_2	Glaukonitkalk	Im W 1 m, am Wolchow im NO 10 m	1—4
	(Ceratopyge-Stufe) Tremadoc	B_1	Glaukonitsand	nach O auskeilend	0,5—5
				Erosionsdiskordanz	
		A_3	Dictyonemaschiefer.	Im W 5 m, bei Narwa 0,03 m, östlicher 6 m dick	0,1—5
		A_2	Obolussandstein		1,6—8,5
Diskordanz: Es fehlen: obere Olenellus-, Paradoxides- und Olenus-Schichten					0
Kambrium	Unteres Unterkambrium A_1	Untere Olenellus-Schichten (Estonium)	Fukoidensandstein mit A_{1d}	Corophioides	Im W mit *Scolithus linearis,* im O (Narwa) mit *Diplocraterion parallelum*	8—10
			A_{1c} Eophyton-Sandstein m. Mickwitzia monilifera und Holmia mickwitzi	Scenella-Zone mit *Scenella discinoides Mickwitzia monilifera*	Schichten mit vorwiegend Scenella („Scenellenton" Mickwitz)	3—5
					Mickwitzia-Konglomerat und -Sandstein	
				Volborthella-Zone mit *Volborthella tenuis, Mickwitzia monilifera, Holmia mickwitzi*	Schichten mit problemat. Algen, *Volborthella*	8—9
					Konglomerat, Abtragungsflächen, *Volborthella tenuis*	
					Holmia — reich, 10—50 cm	
			Blauer Ton A_{1b}	Hyolithus-Zone	Schichten von Kunda mit *Platysolenites, Hyolythus*	10—15
			A_{1a} Blauer Ton; unter ihm unterer Sandstein, Konglomerat, darunter Diskordanz			100—140
Archaikum, Algonkium						

Übersicht des Obersilurs von Estland

			Lücke	
Obersilur (Gotlandium)	Ludlow Obere Oeselschichten	K_4	Beyrichienkalk + *Chonetes striatella* Bonebed: dünne Kalke und Mergel	3 2 ?
		K_3	Crotalocrinus-Zone, Ptilodictyon, Crotalocrinus. Kalk im SO	
		K_2	Kalkstein, in W-Oesel Kalkalgenriffe mit Ilionia prisca, Leperditia	
		K_1	Eurypterus-Schichten: Plattenkalke und Dolomite Eurypterus fischeri, Pterygotus, Trematapis, Leperditia	> 50
	Wenlock Unteröselschichten	J_2	In W-Oesel: Pangamägi-Jaagarahu-Kalk — in O-Oesel: löcher. Korallen-Bryozoen Riffdolomit / Stylol. Plattendolomite von Moon 5	~ 20
		J_1	St. Johannis (Jaani-)Mergel, NO-Oesel: dolomit., fossilarm, W.-Oesel, fossilr. Kalk, *Sowerbyella transversalis* f. *lata* SOW., viel *Alveolithes*, *Stromatopora*	> 40
	Tamsalstufe	H	Pentamerus estonus-Schicht: Dolomit. oder mergel. Kalke mit *P. estonus*, örtlich Kieselknollen	? 6
		G_3	Raikülll'sche Schicht: Korallenkalk + Feuerstein, örtlich viel Bryozoen / oft dolomit., fossilarme Plattenkalke, zu unterst Korallenkalk	? 6
		G_2	Pentamerus borealis-Bank: (hellgrauer, ± dolomit.) Kalkstein, ± kieselig. Unten viel *P. borealis* G_2 wird gegen O über 15 m dick	5—6 (G II ~ 4—5)
		G_1	Jörden'sche Schicht: blaugraue, mergelige Plattenkalke + *Calymmene blumenbachi*, *Encrinurus punctatus*	6—8 (G I ~ 2)
			Lücke (Unter-Llandovery fehlt)	

Ob die A-Stufe hier wieder abgetragen wurde oder überhaupt nicht zur Ablagerung kam, ist unbekannt. Vielleicht liegt im Dünaburger Gebiet eine ähnliche Insel-Aufragung örtlicher Art vor wie etwa bei Narwa-Jamburg, wo der Obolussandstein dünner ist und während der Glaukonitsandsteinzeit eine Untiefe bestand (H. Scupin, 1928, 53). Vielleicht aber handelt es sich um eine alte tektonische Aufbiegung, derzufolge die südöstliche Nachbarschwelle der ostbaltischen Hauptmulde, also die Lettgallische Kuppel, erst später vom Meere überflutet werden konnte. Auch A. Oepik leitete 1929 einen ähnlichen, ganz flachen Sattel aus der Höhenlage des Obolussandsteins für den Kunda-Asserin-Meridian in Estland ab.

Die für Transgressionsbildungen so bezeichnenden Glaukonitkörnchen wurden mit Salzsäure aus einem Teil der Bohrkerne ausgelöst. Ihre Oberfläche zeigte nur Andeutungen von Foraminiferen-Steinkernen.

Sehr bemerkenswert ist die Abwesenheit des Glaukonitsandsteins B_1. Er ist in Estland wenig mächtig und locker und wurde vielleicht überbohrt.

Über dem grauen Fukoidensandstein ruht bei 536,62 m Tiefe nach den, freilich nicht ganz lückenlosen, Bohrkernen, sogleich über 1 m Kalkmergel, und dann zwischen 535,50 und 532,80 m Bohrtiefe, also 2,7 m mächtig der Glaukonitkalk B_2. Abgesehen von Glaukonitführung und sonstiger Gesteinseigenart ist dieser durch so gute Leitformen wie *Megalaspis planilimbata* Ang. und *Megalaspis acuticauda* Ang. var. *typica* Fr. Schmidt ausgezeichnet. Auch die Rotfärbung in 534,45—534,60 m Bohrlochtiefe ist für estländischen Glaukonitkalk sehr bezeichnend. Wo besonders viel Glaukonitkörner auftreten, konnte auch etwas Quarzsand nachgewiesen werden.

Nach der ersten, unterkambrischen Meeresüberflutung und nach der bei Dünaburg abwesenden *Dictyonema-Obolus*-Transgression ist jene der Glaukonitstufe die dritte im Ostbaltikum vorliegende.

Es beginnen nun die fast durchweg kalkigen Cyklen des Silurs.

B_3. Vaginatenkalk und Linsenschicht

Aus der Abwesenheit einer Vertretung der *Asaphus expansus*-Zeit ist auf eine Lücke und Ungleichförmigkeit über dem Glaukonitkalk in Estland geschlossen worden. Sie trennt als neuen Überflutungszyklus jenen des Vaginatenkalkes ab.

Die Bohrung fand zwischen 532,80 und 524,50 m Tiefe die Gesteine des Vaginatenkalkes B_3 (Kundastufe), also die Untere Linsenschicht mit 6 m und die roten Kalksteine des Vaginatenkalkes mit rd. 2,30 m Mächtigkeit (Bohrregister).

Die Linsen,

welche in diesen Schichten auftreten, wurden durch Säure herausgelöst und mikroskopisch untersucht (vgl. A. Lagorio, 1876). Folgende Befunde ergaben sich:

Bräunlich-rötlicher, etwas spätiger Kalk mit braunen Lins'chen aus 533,64 m. Wohl alle eisenreicheren Körnchen sind rundlich umgrenzte, an ihrer Struktur kenntliche Echinodermenstückchen, die von Eisenoxyd-Hydrat imprägniert wurden.

Hellbunter, etwas spätiger Kalk aus 528,40 m Tiefe: mit gerundeten braunen Flecken und Lins'chen: Eklektisch gefärbte Fossilschalenreste, besonders von Echinodermen, bilden die Linsen. Einige Brauneisenfüllungen von Foraminiferenschälchen (0,5 mm groß), Abb. 1 a. Auch einige Rhomboederchen, mit Roteisenhüllen und darum eine dünne Kalzithaut. Wenig Limonitkörnchen ohne Struktur, keine Ooide. — Heller, rötlich-bräunlicher, spätiger Kalk aus 528,00 m: Die etwa millimetergroßen, braunen Linsen sind durch eingedrungenes Eisen kräftig gefärbte Echinodermenstückchen; daneben auch reichlich Foraminiferenschälchen (Abb. 1 b) teilweise mit dichtem Eisenoxyd gefüllt. Keine Ooide. — Roter, spätiger Endoceraskalk mit dichten roten Linsen aus etwa 525,00 m: Überwiegend eisendurchsetzte Echinodermen-(Cystideen)Stückchen, wohl auch gefüllte Querschnitte von Foraminiferen (Abb. 1 c) *? Polymorphina*. Keine Ooide. — Bunter Kalk mit einigen feinen Brauneisenstückchen aus 524,29 m Tiefe: Neben brauneisengefärbten Echinodermenstückchen und Limonitgefüllten Foraminiferen auch einige ei- oder kugelrunde Eisenkörnchen ohne Struktur, oft mit dünner Kalkrinde, 0,3 mm. — Violettroter, spätiger Endoceraskalk mit dunkelroten Stellen aus 523,37 m: Roteisenimprägnierte Echinodermenstückchen und einige eisengefüllte Foraminiferen (Abb. 1 d), ein rundliches Roteisenkörnchen ohne Struktur.

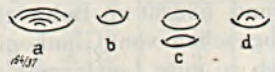


Abb. 1. Dünnschliffbilder von Foraminiferen-Querschnitten aus der Linsenschicht. a aus 528,40 m, b aus 528,00 m, c aus 525,00 m, d aus 523,37 m Bohrlochtiefe

Diese aus anderen Tiefen noch weiter bestätigten Ergebnisse sprechen dafür, daß in der Hauptsache die Linsen als Eisenimprägnation von Fossilresten, besonders von Echinodermenteilchen aufzufassen sind. Daneben gibt es Limonit-gefüllte Foraminiferenschälchen und einige strukturlose Linsen. Linsen mit Struktur zeigte ein Schliff aus dem hellen Kalk der Unteren Linsenschicht vom Laaksberg östlich Reval: ellipsoidische (Achsen 0,3—0,5 bzw. 0,8—1,5 mm), konzentrisch gebaute, bald dichtere, bald durchsichtigere Brauneisenmasse, innen oft dichterer Kern. Im Inneren kein sichtbarer Fremdkörper. Ooide sind jedenfalls unter Dünaburg nicht zu sehen gewesen. Es mag hier ein Faziesunterschied in dem Sinn vorliegen, daß in Estland, also küstennäher, Ooide, küstenferner, also bei Dünaburg, nur Imprägnationen und Schälchen-Füllungen entstanden. Gemeinsam ist diesem Horizont der Limonitreichtum, man könnte daher besser von „Limonitstufe" sprechen. Doch sehen mit bloßem Auge auch die meisten Eisenimprägnationen unter Dünaburg mehr oder weniger linsenförmig aus. Daher bleibe ich bei der alten Bezeichnung „Linsenschicht".

Die Untere Linsenschicht geht bekanntlich gegen Nordwesten in sandige, teilweise konglomeratisch übergreifende und Phosphoritkonkretionen führende Bildungen über.

Weder nach unten noch nach oben sind die Limonitlinsen scharf horizontbeständig. Man findet sie schon im Glaukonitkalk und noch im Vaginaten- und Echinosphaeritenkalk bis etwa 512 m Bohrlochtiefe. Nur die Menge ist in den „Linsenschichten" im allgemeinen größer. Wahrscheinlich schwankt

die Horizonthöhe der Hauptmenge der Linsen. Ich möchte damit die gegenüber Estland ungewöhnlich hohe Mächtigkeit der „Unteren Linsenschicht" erklären.

Der rote Vaginaten-Orthocerenkalk ist mit völlig typischem Gestein und auch mit den beiden Fossilgattungen wohl vertreten.

C_1. Echinosphaeritenkalk

Es folgt nun die Reihe der an Cystideenkugeln ziemlich reichen Bohrkerne. Solche Kugeln fehlen freilich auch der Unteren Linsenschicht und dem Oberen Vaginatenkalk nicht ganz, und es ist ja bekannt, daß die Echinosphaeriten und die Caryocystiten auch noch nach oben beträchtlich höher reichen als der eigentliche Echinosphaeritenkalk C_1, dessen Teilgliederung aus der S. 122 ersichtlich ist. Noch nach C_2, C_3 und D_1, also in die Unterjewe-Schichten gehen diese leicht kenntlichen Kugeln.

Mangels anderer, sicherer Anzeichen für die Schichtgliederung innerhalb der Dünaburger Bohrung verwendete ich diese Erscheinung und stellte die obersten der Cystideen enthaltenden Schichten in das Unterjewe-Stockwerk D_1. Es paßt dies gut mit der Beobachtung sicherer, zur E-Stufe gehörender Fossilien erst ein Stück über diesen Schichten. Somit verteilen sich die zwischen etwa 524 m und etwa 490 m Bohrlochtiefe durchsunkenen Schichten auf C_1 bis C_3 und D_1. Der Mächtigkeit nach, welche diese Stufen in Estland haben, würde dies gut entsprechen. Wir müssen uns aber darüber klar sein, daß es doch einigermaßen zufällig ist, ob die Bohrkrone eine Cystideenkugel einschließt oder nicht. Darum könnte die Obergrenze von D_1 ganz gut auch noch in etwas höheren Schichten liegen. Doch dürfte die Verschiebung nicht erheblich sein, denn die Jeweschicht wird für Estland mit 60—70 m Mächtigkeit angegeben. Wir messen aber zwischen dem letzten Cystideen und dem Lager des sicher zu E gehörenden *Chasmops wesenbergensis*, also zwischen 491 und 469,90 m nur 21,10 m. Dabei würde zur letzteren Zahl freilich noch die wohl mindestens 10 m betragende Mächtigkeit der Unterjewestufe gezählt werden müssen. Dennoch bleibt in Dünaburg die fragliche Schichtdicke nur halb so groß, vorausgesetzt, daß jene Angabe von 60—70 m in Estland zu Recht besteht.

Daß zwischen Dünaburg und Estland beträchtliche Fazieswechsel eintreten, die sich ohne Frage auch auf die Stufenmächtigkeiten beziehen, ersieht man schon aus der Tatsache, daß der so leicht kenntliche Bitumen-Horizont des Kuckers'schen Brennschiefers unter Dünaburg nicht gefunden werden konnte. So war es auch nicht möglich, mit seiner Hilfe eine Schichtgliederung vorzunehmen. Ich mußte mich an die von P. Raymond (1916) besonders betonte zeitliche Verbreitung des *Echinosphaerites aurantium* halten, welcher Raymond's „Wierlandgruppe", also C und D_1 umfaßt.

C_{1a}. Obere Linsenschicht = Unterer Echinosphaeritenkalk = Oolithenzone K. Orviku, 1925

Nach Gestein und Mächtigkeit gut vertreten ist unter Dünaburg noch die „Obere Linsenschicht" Estlands. Die braunen Eisen-Lins'chen sind sehr deutlich, haben aber nichts von Oolith-Struktur aufzuweisen, weshalb ich wenigstens für Dünaburg die Bezeichnung „Oolithenzone" nicht anwenden würde.

C_{1b}. *Echinosphaerites*-, Baukalkstein- und *Carpocpstites*-Zone

Es folgt nun bis etwa 490 m Bohrtiefe nach oben zu ein recht gleichmäßiges Gestein, das immer wieder einen Wechsel von Knollenkalk mit graugrünlichem Mergel und Flasern, Linsen oder dickeren Zwischenbänken zeigt. Diese vielfach der bekannten Entwicklung des Echinosphaeritenkalkes gleichenden Gesteinplatten vertreten offenbar außer den drei Zonen von C_{1b} auch noch D_1. Eine besondere Baukalkstein-Abteilung mit regelmäßigeren Kalkplatten konnte nicht aufgefunden werden. Auch scheinen mir die Fossilien nicht bezeichnend genug, um eine Teilgliederung zu erlauben. Dies gilt auch für die Erhaltung der *Echinosphaerites*-Strukturen. Höchstens die Schichten bis gegen 504 m nach oben dürften zu der *Carpocpstites*-Zone zu rechnen sein. In diesem Fall ist die Mächtigkeit von C_{1b} mit 17 m nur wenig größer als die größte Mächtigkeit in Estland mit 15,7 m. Es wäre aber denkbar, daß die fraglichen Caryocystiten jene Zone nicht andeuten und daß sie bereits eine Vertretung der C_2-Stufe sind

C_2 Kuckers'sche Schicht, C_3 Itfer'sche Schicht, D_1 Unterjewe-Schicht

Für eine Vertretung der Kuckers'schen Stufe ist weder nach dem Gestein noch auch nach dem Fossilinhalt ein Anzeichen gefunden worden. Da von jedem durchbohrten Schichtmeter Bohrkerne aufbewahrt und studiert wurden, könnte es sich höchstens um einige Dezimeter Brennschiefer handeln, die bei der Bohrung übersehen worden sind. Es fehlt auch der einheitliche, bräunliche oder grünliche Kalkstein, der die Brennschieferbänke begleitet. Wir haben in der ganzen fraglichen Tiefe überall den mergelig durchzogenen Knollenkalk. Es ist bereits bekannt, daß die Kuckers'sche Schicht von dem schwedischen Cystideenkalk vertreten wird (H. Scupin, 1928, 90). Ich halte es für naheliegend, eine gleiche fazielle Vertretung auch für Dünaburg anzunehmen.

Gleiches gilt wohl auch für die Itfer'sche Schicht, deren harte, kieselige Kalksteine nicht gefunden wurden.

D_{2-3}. Oberjewe'sche, Kegel'sche und Wassalem'sche Schicht

Die Richtigkeit der Zurechnung von 490—470 m hierher ist nicht gesichert. Die *Platpstrophia lpnx* kann wohl auch unter F_1 auftreten, die Gastropoden von 478,61 m dürften ebenso etwas höher auftreten können.

Bedeutungsvoll ist die Fazies der graugrünen Mergel zwischen 490 und 462 m Bohrtiefe. Dieses Gestein kehrt hier immer wieder, bildet oft über meterstarke Bänke, während der knollige, helle Kalkstein dazwischen mehr zurücktritt. Diese Ausbildung ist für die Oberjewe-Kalksteine und die Wassalem'schen Marmore gewiß nicht bezeichnend. Doch hat man in diesem Schichtstockwerk und dem darüber folgenden auch in Estland mit bedeutenden Fazieswechseln zu rechnen.

E. Wesenberg'sche Schicht. Ostseekalk

Die graugrünen Kalkmergel mit fossilreichen Kalkbänkchen dazwischen sind auch noch als Vertretung der E-Stufe aufzufassen. Denn in 469,60 bis

469,90 m Bohrtiefe glaube ich in dem Mergel einen nur für E bezeichnenden *Phacops (Chasmops) wesenbergensis* F. Schmidt gefunden zu haben. Den gleichen bestimmte ich aus 463,61—463,67 m. Nach Gestein und nach Fauna passen die Bohrkerne zwischen 470 und 461 m Tiefe ganz gut auf die Wesenberg'sche Schicht, also die E-Stufe, die hier aber gegenüber Estland mit 9 m eine bedeutend größere Mächtigkeit hätte.

F_1 Lyckholm'sche Schicht. F_2 Borkholm'sche Schicht

Ueber E setzt nun wieder die Knollenkalk- und Mergelflaser-Ausbildung ein. Sie ist in hohem Maße unruhig infolge anfangsdiagenetischer Teilbewegungen. Häufig findet man eine Durchwühlung des Sediments durch Bohrgänge, überall gibt es eine knollig-wulstige Begrenzung der Kalksteine, Fleckenbildung infolge Aufbewahrung von Bitumen, welches in tiefere Schichten geriet. Stylolithen verweisen auf anfangsdiagenetische Teilverschiebung und Rutschung bei der Volumenverminderung des Sediments. Vom gleichen berichten unregelmäßige Verbiegungen und Verfaltungen der Sedimentflächen (Abb. 2). Die Diskordanzflächen, die geröllartigen Stückchen von Kalk im Mergel, die brekziöse Kalkausbildung, der Fossilschalenschutt — sie beweisen alle ebenso kräftige Strömungen und Umlagerungen des Sediments wie die aus ihrer natürlichen Lage verschobenen Korallen. Ätzflächen sprechen weiter von wiederholt eingetretenen Auflösungen an der Schichtoberfläche.

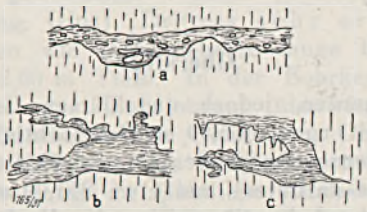


Abb. 2. Grauer Kalkmergel in hellem, dichtem Kalkstein. a bei 394,00 m, mit Kalkgeröllchen in 1—2 cm dickem Mergel; b bei 440,00 m, unregelmäßig begrenzter Mergel, 8 cm dick; c bei 444,80 m Bohrlochtiefe, 13 cm Länge des Dargestellten, an den vertikalen Zapfen stylolithische Streifung.

Was die Versteinerungen betrifft, so fällt ein Hauptlager eines durch seine schuppigen, röhrendachartigen Faserschalen auffallenden Brachiopoden[2]) zwischen 371,00 und 380,70 m Bohrlochtiefe auf. Darunter gibt es besonders viel Korallen. *Orthis actioniae,* bzw. *davidsoni* bezeichnen die F- und G-Stufe. Schon in 447,50 m erscheint die überwiegend obersilurische *Heliolithes interstincta.*

2) Ich bin nicht ganz sicher, ob es sich um *Atrypa reticularis* L., also eine erst im Obersilur beginnende Form, oder um die nach Umriß und Schalenskulptur ähnliche *Clitambonites verneuilii* Eichw. aus F, besonders F_1 handelt. Die Schalen sind etwas deformiert; eine Area, die im letzteren Fall vorhanden wäre, ist nicht sichtbar.

Auch in diesem Falle wurden die bei der Bestimmung nach bisherigen Erfahrungen in das betreffende Stockwerk nicht gut hereinpassenden Arten angegeben. Dies halte ich für richtig, denn erst dann wird man besseren Einblick in die mitunter größere zeitliche Verbreitung einzelner Arten oder Varietäten gewinnen. Freilich muß wegen mangelnder Vergleiche und nicht ausreichender Literatur auch mit manchen unexakten Bestimmungen gerechnet werden.

Für F_1 bezeichnend dürfte der *Phacops (Chasmops) eichwaldi* F. Schmidt und das *Raphistoma nummismale* Ko. aus 449,50 m sein. Die hellen, dichten, pelagischen Kalksteine in 456,00—458,00 m Tiefe wiederholen vermutlich den weißen, Lyckholm'schen Kalkstein. Für den Wesenberger Backsteinkalk dürfte er weniger bezeichnend sein.

Die Obergrenze der hier einstweilen nicht weiter gliederbaren F-Stufe könnte durch die etwas größere Menge der Korallen über dem fraglichen *Clitambonites*-Lager bei 366,60 m oder auch noch bei 363,00 m angedeutet werden. Denn es sind hierdurch vielleicht die Korallenkalke der obersten Borkholm-Schicht, also oberstes F_2 vertreten. Dies scheint durch das Auftreten eines großen, glatten *Pentamerus*, den man bereits zum Obersilur rechnen muß, in 364,50 m Tiefe bestätigt zu werden.

Danach ginge also die F-Stufe von 461,47—365,50 m und hätte die ungewöhnlich große Mächtigkeit von 96 m (gegenüber nur etwa 22 m in Estland). Andererseits müßte die Obersilur-Untergrenze schon unter 380,70 m liegen, falls hier wirklich schon *Atrypa reticularis* auftritt. So würden die Mächtigkeiten wahrscheinlicher.

Obersilur

Wenn die vorgenannten, jedoch ungeklärten Gründe zutreffen, so beginnt das Obersilur mit rund 365,50 m Bohrlochtiefe, vielleicht tiefer. Es zerfällt nach den Bohrkernen im großen in zwei Gesteinsgruppen. Eine untere zwischen 365,50 m (oder darunter) und etwa 351,00 m, also von (mindestens) 14,50 m Dicke, welche durch korallenreichen Knollenkalk und Kalkmergel auffällt. Der Pentamerus bei 364,50 m beweist jedenfalls schon obersilurisches Alter. Die zweite Gesteinsgruppe hat überwiegend die Fazies der Oberöselschichten K_1 und geht von 351,00—195,80 m, ist also 155,20 m stark. Diese Mächtigkeiten übersteigen die bisher aus estländischem Obersilur bekannten. Dabei waren sie sicher noch größer, weil nicht das Devon, sondern mit scharf abschneidender Schrägfläche schon das Quartär hier über dem Obersilur folgt.

Um in der durchbohrten Gesteinsreihe die estländischen Schichtglieder näher zu erkennen, gibt es zu wenig leitende Fossilien und bezeichnende Gesteinsarten. Letztere wechseln ja auch innerhalb Estlands bedeutend. Ein Pentameruskalk wurde nicht aufgefunden. Es ist auch sehr wohl denkbar, daß die Schichtlücke zwischen Unter- und Obersilur unter Dünaburg größer ist, und daß die korallenreiche Entwicklung mehr dem höheren G, also der korallenreicheren Entwicklung von Raiküll (G_3), bzw. noch höheren Schichten (H, J_1) entspricht.

Aus der Mächtigkeit scheint sich aber zu ergeben, daß die J-Stufe hier bereits mehr in der dolomitischen und kalkmergeligen Entwicklung vorliegt. Mit ihr verbinden sich einerseits schon mehr lagunäre Bildungen wie

die Gipslinsen und die Estherien. Andererseits greifen zwischen diese Lagunen-Anklänge doch immer wieder noch die normaler-meerischen Kalksteine und Mergel, mit Trilobiten, *Endoceras, Heliolites, Orthis.* Dieser Horizont des Wechsels liegt zwischen etwa 351 und 300 m Bohrlochtiefe und könnte mit seinen 51 m ganz gut der ähnlich mächtigen und auch in Ösel recht wechselvollen J.-Stufe der Unter-Öselschichten gleichgestellt werden.

Erst darüber erscheint zwischen 300,00 und 195,80 m Tiefe, also mit 104,20 m in Dünaburg erhaltener Mächtigkeit die geschlossene Lagunenfazies der unteren Ober-Öselschichten, also von K_1, Eurypterus-Schichten. Diese sind auf Ösel zu über 50 m Mächtigkeit nachgewiesen. An bezeichnender Eintönigkeit lassen jedenfalls diese Dolomite, Mergel, Gipslager und Gipslinsen, Kalkaschen, Dolomitsandsteine, teilweise sehr brekziösen Gesteine mit Rutschharnischen und Stylolithenstreifung nichts zu wünschen übrig. Ebenso bezeichnend ist, daß im Gegensatz zu allen tieferen Stockwerken Fossilien hier gänzlich fehlen, obwohl gerade da ausgezeichnet vollständige und ungewöhnlich lange Bohrkerne gezogen und untersucht wurden. Abgesehen von dem kleinen, fraglichen Fischrest bei 271,65 m Tiefe konnten nur in den alleruntersten Schichten wenig deutliche Lebensspuren entdeckt werden. Darum ist es auch nicht möglich zu sagen, ob nicht hier vielleicht auch noch höhere, sogar noch tiefere Profilglieder Estlands in dieser Fazies vertreten sind.

Jedenfalls zeigt letztere drei wichtige Merkmale: Einmal die regressive Ausbildungsweise der lagunennahen K_1-Schichten. Zweitens zahlreiche Anzeichen für sehr flach gewordenes Wasser (Brekzien, Sandstein, Glimmerführung, Schrägschichtung, Gips). Drittens sehr erhebliche salinare Ausbildung. Besitzen wir doch mehrere lange Bohrkerne aus Gips, so zwischen 278,30 und 282,00 m Tiefe. In der Bohrkernlücke zwischen 288,43 und 295,42 m verzeichnet das Bohrjournal überwiegend Gips. Außerdem wimmeln diese 104 m Bohrkerne von Gipslinsen, Gipsaugen und Fasergips. Mitunter erscheint auch Kalkasche als Auflösungsrückstand, wohl von Steinsalz; und auf dessen ehemalige beträchtliche Anwesenheit scheinen auch die durch die Rutschharnische angezeigten Schichtzerrüttungen hinzuweisen.

Es seien diese Tatsachen besonders betont. Denn bereits H. Scupin hat bekanntlich 1926 auf die Wahrscheinlichkeit aufmerksam gemacht, daß in diesem Oberöselstockwerk in der Tiefe salinare Bildungen erscheinen. Außerdem habe ich selbst 1928, als es galt, die sonderbaren, mit rings nach außen abfallenden Schicht-Aufbiegungen umrahmten Einbruchslöcher am Krater von Sall auf der Insel Ösel zu deuten, S. 333 und 358 diese Salzführung angenommen. Das salinare Stockwerk und die aus ihm in die Hangendschichten injizierten, mobilen Salzmassen hatte ich dafür verantwortlich gemacht, daß in der Mitte von Ösel jene kraterähnlichen und an die ausgelaugten Erdtrichter in den Salzhorsten Norddeutschlands (Lüneburg) so sehr erinnernden Gebilde erscheinen.

Jener Salzhorizont war bislang auf der Insel selbst nicht nachgewiesen. Von I. Reinwaldt und A. Luha wurde danach 1928 meine Bildungshypothese wenig beachtet[3]). Ja A. Luha teilte 1930, S. 12 sogar mit, es sei auf Ösel

3) Der Nachtrag zu „Untersuchungen über den Krater von Sall auf Ösel", Gerland's Beiträge z. Geophysik, **20**, 1928, nach 378 sollte — nebenbei bemerkt — der Klärung des Sachverhaltes dienen, beabsichtigt aber in keiner Weise einen persönlichen Vorwurf.

kein entsprechender Salzhorizont vorhanden. Eine weitere Auseinandersetzung mit den von mir gebrachten Gründen erfolgte im Schrifttum nicht. Es wurde nur die Meteoriten-Hypothese besprochen. Der durch die Dünaburger Bohrung gegebene erstmalige Nachweis des salinaren Oberösel-Stockwerkes zusammen mit den ihm entstammenden Salzwässern scheint nun doch Grund genug, sich auch jene Salz-Aufpressungs- und Auflösungs-Hypothese etwas näher anzusehen und sie zu berücksichtigen.

Anzeichen für letzte Meeresausbreitungen über das lagunäre Gebiet der Oberöselzeit fehlen in der Dünaburger Bohrung. Waren sie überhaupt vorhanden, so wurden sie später entfernt. Das Quartär schneidet heute das Ganze oben ab.

Zusammenfassung

Überblicken wir die vorstehend gemachten Versuche einer stratigraphischen Einordnung unserer Bohrproben, so läßt sich zwar im einzelnen oft keine bestimmte Entscheidung treffen. Gewiß werden weitere Untersuchungen und Vergleiche noch manche Abweichungen erbringen können. Im großen ganzen aber zeigt sich doch eine ganz gute Beziehung zu den estländischen Horizonten und daher auch eine Möglichkeit, Fazieswechsel zu erkennen. Wir gehen auf diese, die aus dem Bohrregister selbst am besten abgelesen werden können, hier nicht näher ein. Es sei nur die ganze ober- und untersilurische, sowie unterkambrische Schichtenfolge, soweit sie unter Dünaburg vertreten scheint, in übersichtlicher Weise aufgeführt (vgl. auch die Zeichnungen Taf. 8, Fig. 1):

		Meter Bohrlochtiefe	Mächtigkeit
K_1	Lagunär-salinare Oberöselschichten	195,80—300,00	104,20 m
J ?	Unteröselschichten	300,00—351,00	51,00 m
G, H ?	Korallenknollenkalk und Kalkmergel	351,00—365,50	14,50 m
		Unterkante vielleicht tiefer!	
	Diskordanz und Lücke		
$F_{1, 2}$	Lyckholm- u. Borkholm'sche Schicht, Knollenkalk, Mergel	365,50—461,50	96, ? m
E	Wesenberg'sche Kalkmergel und Kalksteine	461,50—470,00	8,50 m
$D_{2, 3}$	Oberjewe-Mergel und Kalke	470,67—490,00	19,33 m
D_1	Unterjewe-Kalkstein und		
C_3, C_2 ?	Cystideenkalk	490,00—504,58	14,58 m
C_1	Echinosphaeritenkalk und Obere Linsenschicht	504,58—524,50	19,92 m
B_3	Oberer Vaginatenkalk, Untere Linsenschicht	524,50—532,80	8,30 m
B_2	Glaukonitkalk	532,80—536,62	3,82 m
	Große Diskordanz und Lücke		
$A_{1c, d}$	Fukoiden-Eophyton-Sandstein	536,62—558,50	21,88 m
$A_{1a, b}$	Blauer Ton	558,50—567,00	8,50 m

Erst im Besitz des von der neuen Kemmern-Bohrung zu erwartenden, hoffentlich vollständigeren Bohrmaterials kann an die weitere Auswertung unter Verwendung der neueren Silurarbeiten, namentlich auch der sehr gründlichen von A. Oepik, von J. Orviku, C. Teichert u. a. gedacht werden.

Für die Baugeschichte ist die Dünaburger Bohrung gleichfalls schon jetzt bedeutungsvoll. Konnte sie doch erneut die weite Verbreitung und damit die große Bedeutung der verschiedenen, auf dem europäischen Kontinentalkern entwickelten Senkungszyklen dartun, welche überwiegend marinen Inundationsphasen entsprechen.

So ist als erster der unterkambrische Zyklus unter Dünaburg nachgewiesen. Es folgte eine lange Festlandszeit ohne erhaltene Ablagerungen. Sie dauerte bei Dünaburg besonders lang, denn sie reichte nicht nur durch oberes Unterkambrium, Mittel- und Oberkambrium, sondern war auch noch während der Obolussandstein- und Dictyonemaschieferzeit entwickelt, also länger als in Estland. Erst in der neuen Teiltransgressionsphase der Glaukonitstufe erreichte das Meer auch die Dünaburger Gegend.

Auf die aus dem Wandern der Sedimentbedeckung erschließbaren epirokinetischen Bewegungen hat H. Scupin, 1928, 28, bereits aufmerksam gemacht. Auch die späteren Schichten unserer Bohrung dürften bei genaueren Vergleichen zur Ableitung der Bodenbewegungen und weiterer Inundationszyklen Verwendung finden. Man wird dabei gewiß die ehemalige Meerestiefe nicht unterschätzen dürfen; doch ist ein mehrfacher Wechsel derselben wohl ganz sicher. Die größte Diskordanz und Schichtlücke liegt zwischen Unter- und Obersilur. Ihr Umfang bedarf aber noch genauerer Vergleiche. Jedenfalls nahm auch das lettgallische Gebiet von Dünaburg an der allgemeinen Heraushebung des Meeresbodens zur Zeit der salinar-lagunären Oberöselschichten teil.

Bezüglich der Schichthöhenlagen genügen einige Zahlen. Während die Oberfläche des unterkambrischen Blauen Tones in Reval zwischen + 2,1 und — 0,5 m NN, bei Kunda + 18,8 m, bei Asserin + 20,0 m, in Petersburg — 16,9 m liegt, fanden wir sie unter Dünaburg sehr viel tiefer, nämlich bei — 439,5 m Meereshöhe. Über die Abdachungsverhältnisse der tiefsten Transgressionsbildungen hat u. a. A. Jentzsch 1914 berichtet. Wir geben a. a. O. 1937, Fig. 2 (Studie XIX) einen Querschnitt durch die Ostbaltische Hauptmulde und zeigen, daß es sich nicht um regelmäßige pultartige Absenkung aller Flächen von Finnland gegen Süden zu handelt, sondern um Großfaltenverbiegungen. Die Lage der Horizonte ist unter Dünaburg keineswegs die tiefste Lettlands. Denn Dünaburg gehört bereits dem Hebungsgebiet der lettgallischen Kuppel an. Nördlich davon liegen die Schichten in der breiten Mulde noch tiefer. Eine Teilaufwölbung mit mehr nordsüdlicher Erstreckung meldete A. Oepik für Kunda-Aseri nach obigen Zahlen 1929, und von zur Muehlen wußte 1921 noch von anderen Störungen zu berichten.

Angeführte Schriften

Hedstroem, H.: Remarks on some Fossils from the Diamond Boring at the Visby cement faktory. — Sverig. Geol. Unders. Ser. C, 314, Jahrbuch, 16, 1922, Nr. 4. Stockholm 1923.

Jentzsch, A.: Die südliche Fortsetzung des finnischen Schildes. — Z. deutsch. geol. Ges., 66, M.-Ber., 371—378. Berlin 1914.

Karpinski, A.: Über das Vorkommen untersilurischer und kambrischer Ablagerungen im Gouvernement Minsk. — Bull. Acad. sc. St. Pétersbourg, N. sér. III (XXXV) Nr. 1, S. 3. 1892.

KRAUS, E. & MEYER, R. & WEGENER, A.: Untersuchungen über den Krater von Sall auf Ösel. — Gerland's Beitr. z. Geophysik, **20**, 312—378. 1928.

KRAUS, E.: Der Bau des Devons in Lettland. — (Stud. z. ostbalt. Geol., XIX). N. Jahrb. f. Min., B, Beil.-Bd. 1937.

LAGORIO, A.: Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. — Arch. f. Naturkunde Liv-, Est- u. Kurlands, Dorpat I, Ser. VIII, 2. 1876.

VON LINSTOW, O.: Über die Verbreitung des Dictyonemaschiefers. — Z. Braunkohle, H. 8, 1—4. 1927.

OEPIK, A.: Über den estländischen blauen Ton. — S.-B. Naturf. Ges., Univ. Dorpat (Tartu), **33**, 1. 39—47. 1926.

— : Der estländische Obolenphosphorit. — Verlag d. estl. Handels- und Gewerbeministeriums Reval (Tallinn), 50 S. 1929.

— : Studien über das estnische Unterkambrium (Estonium) I—IV. — Acta et Comm. Univ. Dorpatensis (Tartuensis) A, XV, 2; 56 S. 1929.

REINWALDT, J. mit Beiträgen von LUHA, A.: Bericht über geol. Untersuchungen am Kaalijärv (Krater von Sall) auf Ösel. — S.-B. Nat. Ges. Univ. Dorpat (Tartu) B, XXV, 1—2. Dorpat 1928.

RUEGER, L.: Paläogeographische Untersuchungen im baltischen Kambrium unter Berücksichtigung Schwedens. — Cbl. f. Min., 117, 142. 1923.

SCHMIDT, F.: Einige Bemerkungen über das baltische Obersilur. — Bull. acad. imper. sc. St. Pétersbourg, **1**, 119—138. 1891.

SCUPIN, H.: Alter und Herkunft der ostbaltischen Soolquellen und ihre Bedeutung f. d. Frage n. d. Vorkommen von Steinsalz im baltischen Obersilur. — Acta et Comm. Univers. Dorpat. A, X, 2. Dorpat 1926.

— : Ostbaltikum I. — Gebr. Bornträger, Berlin 1928.

Urschrift eingegangen am 18. März 1937
Druckauftrag erteilt am 14. August 1937

Langelau und Königslau in der Senne

Bodenkundliche und pollenanalytische Untersuchungen germanischer Stätten

Von P. F. Frhr. v. Hoyningen gen. Huene-Berlin

Hierzu Tafel 9—15 und 11 Abbildungen

Inhalt

Seite

Vorbemerkung 135
Einleitung 136
Geologischer Aufbau der Senne 138
Grundsätzliche Betrachtungen über die Bodenentwicklung 139
Bodenkundlicher Aufbau der Senne 146
Bodenkundlicher Aufbau der Laue 147
Alter der Anlage der Laue 149
1. Bodenprofile 149
A. Bodenprofile im Langelau und Königslau 149
a) Umwallungen 150
b) Ungestörtes ebenes Gelände 154
c) Erhöhungen innerhalb der Laue 164
B. Bodenprofile im Eckelau und Lindelau 168
2. Pollenanalysen 169
Ergebnis der bodenkundlichen und pollenanalytischen Untersuchungen . 182
Schriften 184

Vorbemerkung

Die vorliegende Arbeit habe ich auf Anregung des Abt.-Direktors an der Preußischen Geologischen Landesanstalt Prof. Dr. Fritz Wiegers und zum Teil mit Mitteln der Deutschen Forschungsgesellschaft durchgeführt. Die Pollenanalysen wurden unter der Leitung von Prof. Dr. Robert Potonié, Preußische Geologische Landesanstalt, durch Apotheker Thiergart vorgenommen und von mir ausgewertet. Zu besonderem Dank bin ich meiner Mitarbeiterin, Frl. Ilse Groeschner verpflichtet, die mich bei der Zusammenstellung des Materials und der Niederschrift wesentlich unterstützt hat.

Es wurden im folgenden insofern neue Wege der prähistorischen Forschung aufgezeigt, als die neuzeitliche Bodenkunde, ein Wissensgebiet, das sich vornehmlich mit den oberen Schichten des Bodens als dem eigentlichen Lebens- und Kulturträger befaßt, angewendet wurde, um zur Kenntnis der Umwelt und der Lebensweise unserer Vorfahren zu gelangen. Außerdem wurden die Pollenanalysen vom Verfasser zur Nachprüfung der bodenkundlichen Untersuchungsergebnisse herangezogen; der Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit ist aber durchaus auf die rein bodenkundlichen Forschungen gelegt worden.

Einleitung

Südwestlich des Teutoburger Waldes liegt ein breiter Landstreifen, der die Bezeichnung „Senne" führt. Der Teutoburger Wald und die Senne sind, landschaftlich gesehen, stärkste Gegensätze: Gebirge und Flachland, Hochwald und Heide, schwerer toniger Boden z. T. mit Felsgeröll, und leichter sandiger Boden. Trotz dieser Gegensätze haben beide Landschaften gemeinsam geschichtlichen Boden mit Zeugnissen des germanischen Wirkens. Verstreut liegen hier die Denkmäler der Vorzeit. Die zahlreichen Hünengräber und vorgeschichtlichen Funde haben erwiesen, daß wir ein uraltes, bis zurück in die Steinzeit genutztes Gebiet vor uns liegen haben.

Außer den als Denkmälern germanischer Vorgeschichte in weitesten Kreisen bekannten Hügelgräbern, meist Hünengräber genannt, finden sich in unserem Gebiet Anhaltspunkte dafür, daß es sich hier vermutlich um altgermanische Kulturstätten handelt. So liegt beispielsweise an der Westseite der Straße von Horn nach Paderborn in Kohlstädt eine Ruine, die den Namen Hünenkirche (s. Taf. 9, Fig. 1) führt. Grabungen, die hier von anderer Seite vorgenommen wurden, führten allerdings bisher noch zu keinem befriedigenden Ergebnis.

Im Bereich der Kohlstädter Heide und ihres Randgebietes liegen sechs Flächen, deren Namen mit „—lau" enden. Prof. Teudt (Germanische Heiligtümer, Jena 1934) spricht die Vermutung aus, daß einige dieser Flächen Kultstätten der Germanen waren. Nach Jellinghaus (Teudt, 1934) bedeutet „Lau" = „Loh" = Heiliger Hain. Die Namen der sechs Flächen sind: Königslau, Langelau, Lindelau, Eckelau, Krähenlau und Gudenslau, heute Paulinenholz genannt (s. Abb. 1, S. 137).

Im Norden der Kohlstädter Heide liegt der sogenannte Kreuzkrug. Von hier nach Süden bis kurz vor Schlangen verläuft eine Straße, die Fürstenallee (s. Taf. 9, Fig. 2 u. 3). Vier bzw. sechs Reihen alter Eichen geben dieser Straße ein besonders feierliches Gepräge. Die Eichen der Fürstenallee stehen auf Wällen, deren gut erhaltene Teile auf Grund zahlreicher Bohrungen erkennen lassen, daß sie einige Male aufgehäuft wurden, also wahrscheinlich sehr alt sind. Im Norden biegt die Fürstenallee in östlicher Richtung verlaufend, in den Fichtenwald ein und läßt sich auch hier deutlich weiter verfolgen: Quer durch den Wald geht ein etwa 12 m breiter Weg, der heute mit Fichten bestanden ist, als solcher erkennbar an den zu beiden Seiten entlanglaufenden, gleichfalls mit Fichten bestandenen Wällen. Auf Grund einzelner Bohrungen und Grabungen konnte festgestellt werden, daß

auch diese Wälle einige Male aufgehäuft wurden. Die Bodenprofile der mit Eichen bestandenen Wälle der heute noch als Weg genutzten Fürstenallee und die der mit Fichten bestandenen Wälle der Verlängerung im Walde zeigen gleiche Merkmale — mäßig gebleichte braune Waldböden mit Bodenwassereinfluß im tieferen Untergrund — was auf eine einheitliche Bewachsung der Wälle in früherer Zeit hindeutet.

An beiden Seiten der Fürstenallee liegen einzelne Hügelgräber; noch vor etwa hundert Jahren sollen sich hier dicht besetzte Gräberfelder (Teudt, 1934) befunden haben, die leider durch die Nutzung des Gebietes als Ackerland vernichtet worden sind.

Die „Schwedenschanze", eine Düne, die von der Fürstenallee durchschnitten wird, trägt ebenfalls eine Reihe von Hügelgräbern (s. Taf. 10, Fig. 1, 2 u. 3).

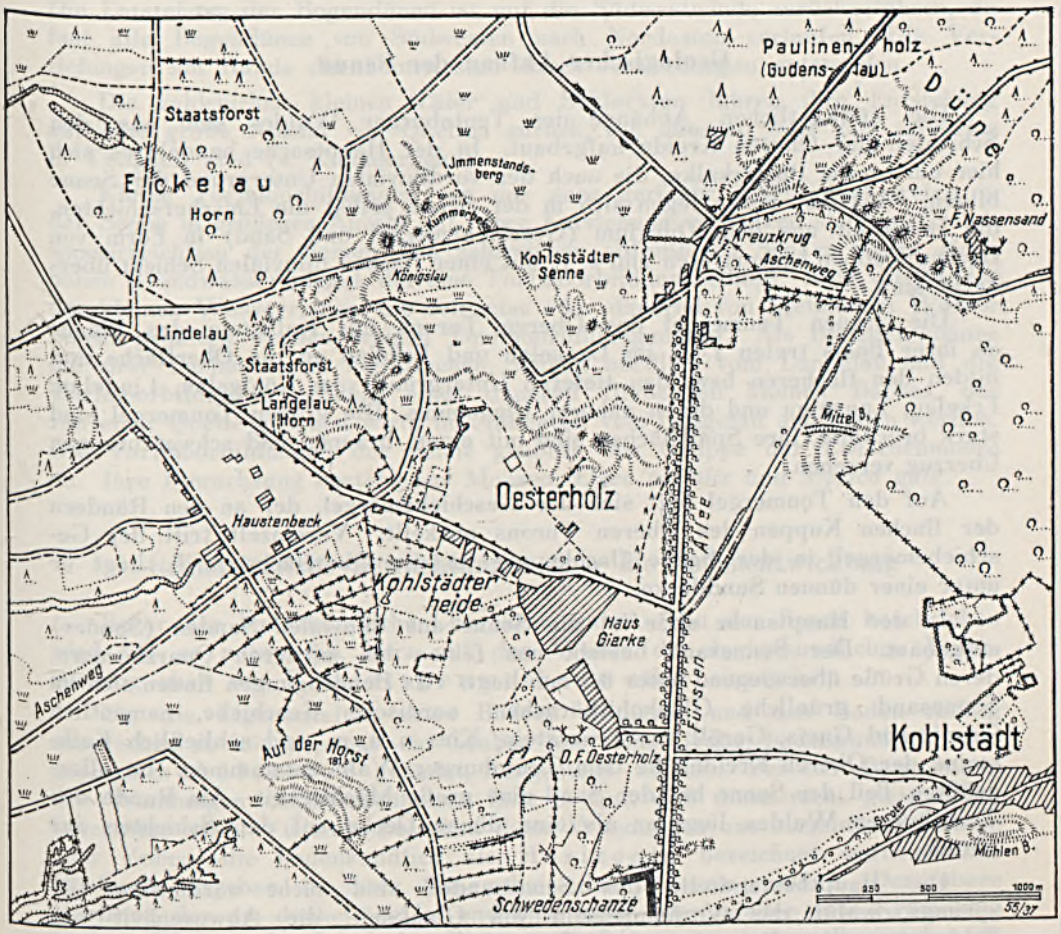


Abb. 1. Kohlstädter Heide

Vereinzelte Hügelgräber befinden sich auch noch auf der Ostseite der Fürstenallee auf einer Düne in der Nähe des Forsthauses Nassensand. Diese Düne mit Hügelgräbern bildet den Abschluß eines Weges, des Aschenweges (s. Taf. 11, Fig. 1), der über die Fürstenallee zum Königslau und von dort an einem Gräberhügel, dem sogenannten „Drei-Hügel-Heiligtum" (s. Taf. 11, Fig. 1 u. 2) vorbeiführt und bis an die lippisch-westfälische Grenze verfolgt werden kann.

Ein an besonders bevorzugter Stelle gelegenes Hügelgrab wäre noch zu erwähnen: Das Hügelgrab auf dem Immenstandsberg (s. Taf. 11, Fig. 3). Von diesem Berg aus kann man die ganze Sennetrift überblicken. Eine kleine Schlucht am Fuße des Hügels führt die Bezeichnung Kummerbeke (s. Taf. 12, Fig. 1). Der Volksmund erzählt, daß in dieser Schlucht vor kommenden Notzeiten Wasser fließt. Die Schlucht ist gewöhnlich trocken, tatsächlich aber deuten der Bodenbefund und die Grasvegetation darauf hin, daß hier zeitweise Wasser fließt.

Geologischer Aufbau der Senne

Die südwestlichen Abhänge des Teutoburger Waldes sind aus den Schichten der Oberen Kreide aufgebaut. In der Hauptsache handelt es sich hier um turone Plänerkalke, die auch den vordiluvialen Untergrund der Senne bilden. Auf den Turon legen sich in der Senne selbst die Emscherschichten, die vereinzelt aus dem Diluvium (Geschiebemergel und Sand) in Form von flachen Kuppen hervortreten und z. T. mit einer flachen diluvialen Schicht überdeckt sind.

Die grauen Tonmergel des Oberen Turons mit Kalkstein des Pläner an ihrer Basis treten z. T. im Langelau und Eckelau an die Oberfläche und bilden den flacheren bzw. den tieferen Untergrund vom Königslau, Lindelau, Eckelau, Langelau und deren näherer Umgebung. Die grauen Tonmergel sind stark bröckelig, ihre Spaltflächen sind mit einem braunen und schwarzbraunen Überzug versehen.

Auf den Tonmergel legt sich der Geschiebemergel, der an den Rändern der flachen Kuppen des Oberen Turons auskeilt. Vereinzelt tritt der Geschiebemergel in der Senne flachkuppig an die Oberfläche; z. T. liegt er unter einer dünnen Sanddecke.

In der Hauptsache aber ist die Senne aus diluvialen Sanden (Sander) aufgebaut. Der Sennesand besteht aus feinen bis mittleren Quarzkörnern, deren Größe überwiegend unter 0,5 mm liegt. Als Beimengungen finden sich im Sennesand grünliche Glaukonitkörnchen, nordische Geschiebe, namentlich Granit und Gneis, Geröll aus Feuerstein, Kies u. a. m. und schließlich Kalksteine der Oberen Kreide, die dem Teutoburger Wald entstammen. Im allergrößten Teil der Senne hat der Sand eine große Mächtigkeit. Am Rande des Teutoburger Waldes liegt er als eine dünne Decke auf den Schichten der Kreide.

Die Hauptbestandteile des Sennesandes sind nicht nordischen Ursprungs, wofür das Vorhandensein von Glaukonit, die Abwesenheit von Feldspat und die ziemliche Einheitlichkeit der Körnung sprechen. Als Ausgangsgestein der Sennesande werden der Sandstein der Unteren

Kreide des Teutoburger Waldes, der Osningsandstein, der Wealdensandstein und die Grünsande des Oberen Alb angenommen (Erl. zur geol. Karte, Blatt Senne, 1918). Im breiten Band durchziehen diese Gesteine vom Osning bis zur Egge den ganzen Teutoburger Wald. Die Verwitterungssande dieser Gesteine wurden vom Inlandeis, das den Teutoburger Wald vor seinem Eintreten in die Senne überqueren mußte, mitgenommen und unter Zusatz von mitgeführtem nordischen Material in der Senne abgelagert.

Von alluvialen Bildungen treten in der Senne die Dünensande und Torfmoore auf. Die Dünensande sind naturgemäß frei von gröberen Beimengungen. Sie wurden vom Wind zu größeren und kleineren Dünen als Kuppen und Rücken zusammengeweht. Dieser Dünensand besitzt sämtliche Eigenschaften des Sennesandes, da er ja aus diesem durch eine Umlagerung entstanden ist. Nur vereinzelt haben die Dünen eine Höhe von 20 m, im Durchschnitt sind sie 5—10 m hoch. Die häufigsten Formen der Dünenbildungen sind die Bogendünen. Sie haben eine flache Windseite und eine steile Windschattenseite. Die Entstehung der Bogendünen ist auf die Südwestwinde zurückzuführen, da fast alle Bogendünen von Südwesten nach Nordosten verlaufen. Die Vertiefungen am Rande der Dünen sind durch Auswehungen entstanden.

Die zahlreichen kleinen Täler und Schluchten führen ihre Entstehung auf eine große Anzahl von Quellen zurück, die dauernd oder nur zeitweise in Tätigkeit sind (s. Kummerbeke).

Kleine Torfmoorbildungen von nur ganz geringer Mächtigkeit treten in der Senne in größerer Anzahl auf. Ihre Entstehung verdanken sie dem Grundwasserreichtum der Senne. Die zahlreichen abflußlosen Senken haben einen hohen Grundwasserspiegel, der eine Torfmoorbildung bedingt. Auch die Ränder der kleinen Wasserrinnen, die zeitweise oder dauernd von fließendem Wasser feucht gehalten werden, weisen Torfmoorbildungen auf. Als Beispiel können die drei Torfmoore in den flachen Senken nördlich vom Langelau und die Torfmoorbildungen entlang eines dauernd fließenden kleinen Baches, der von einer Quelle gespeist wird, im Außenteil vom Langelau angegeben werden. Die Torfmoorbildungen der Senne gehören der Gruppe der Zwischenmoore an. Ihre Bewachsung besteht aus Moosen, *Erica tetralix* und *Myrica gale*.

Grundsätzliche Betrachtungen über die Bodenentwicklung

Bevor der bodenkundliche Charakter und Aufbau der Senne beschrieben wird, ist es notwendig, kurz auf das Wesen der bodenkundlichen Untersuchung nach der Bodentypenmethode näher einzugehen.

Um die Eigenschaften eines Bodens studieren und den Boden richtig ansprechen zu können, muß ein Graben bzw. eine Grube, bodenkundlich oder geologisch Aufschluß genannt, hergestellt werden. Bei der Betrachtung der Wandungen des Aufschlusses fällt es auf, daß diese nicht gleichmäßig beschaffen sind. Vielmehr bestehen diese Wandungen aus einzelnen Schichten oder Zonen, die bodenkundlich als Horizonte bezeichnet werden. Die Horizonte ergeben in ihrer Gesamtheit das Bodenprofil. Der obere Horizont, der am dunkelsten ist und eine mehr oder minder gute Krümelung besitzt, Mutterboden oder Krume heißt, wird mit dem Buchstaben A, der darunterliegende Untergrund oder Rohboden mit dem Buchstaben B

und das unveränderte Gestein oder Ausgangsgestein (unverwittertes geologisches Material, also Fels, Torf, kann auch Ton und Sand sein) mit dem Buchstaben C bezeichnet. Die Horizonte mit Grund- oder Bodenwassereinfluß bezeichnet man mit dem Buchstaben G. Die einzelnen Horizonte sind nicht einheitlich beschaffen, vielmehr weisen sie in den meisten Fällen mehr oder minder große Unterschiede auf, die besonders bezeichnet werden. Derartige Unterschiede innerhalb einzelner Horizonte werden durch Zusatz von Ziffern gekennzeichnet. Zum Beispiel A_1, A_2, B_1, B_2, G_1, G_2, C_1 usw.

Beim Studium eines Bodenprofils ist zu achten auf:

Geländegestaltung,
Vegetation,
Rohhumusbildung,
Auflageschicht,
Intensität und Tiefe der Durchwurzelung,
Bleichung,
Humusgehalt,
Bodenschichtung,
Mächtigkeit der einzelnen Horizonte,
Farbbildung,
Struktur und Textur,
Wasserkapazität,
Wasserkapillarität,
Auswaschung (Durchschwemmung),
Auslaugung,
Fleckbildung,
Porigkeit,
Merkmale der menschlichen Arbeit,
Merkmale der Tierarbeit,
geologisches Gestein,
Bodenart.

Mit dem Ausdruck Bodenart bezeichnet man die stoffliche Zusammensetzung des Bodens, z. B. Ton, Lehm, Sand usw. Der morphologisch-genetische Aufbau des Bodens wird durch die bodenbildenden Faktoren bedingt und führt die Bezeichnung Bodentyp. Die bodenbildenden Faktoren sind:

Klima,
Vegetation,
Wasser,
Geländegestaltung,
geologisches Gestein und Bodenart mit ihrer chemischen und physikalischen Beschaffenheit,
menschliche Arbeit, Tiere und Kleinlebewesen,
Dauer und Intensität der Einwirkung der genannten Faktoren.

Zwischen den einzelnen Faktoren der Bodenbildung bestehen die manigfaltigsten wechselseitigen Beziehungen. Das Klima als ein übergeordneter Hauptfaktor tritt bei jeder Bodenbildung in Erscheinung. Im Verein mit der Bodenart bestimmt das Klima den wichtigsten Hauptfaktor der Bodenbildung:

die Vegetation. Das Gestein nebst Bodenart ist ein Ausgangsfaktor der Bodenbildung. Die menschliche Arbeit, Tiere und Kleinlebewesen bilden einen Nebenfaktor. Die Dauer der Einwirkung der bodenbildenden Faktoren, als ein unsichtbarer Faktor, der jedoch bei jedem Bodenbildungsprozeß letztenendes zur Wirkung gelangt, nimmt analog dem Klima eine übergeordnete Stellung ein. Beim Bodenbildungsprozeß sind stets mehrere Faktoren beteiligt. Ein Faktor spielt dabei jedoch die Hauptrolle und charakterisiert damit den Bodentypus. Dieser Faktor kann daher als Hauptleitfaktor bezeichnet werden. Die übrigen Faktoren unterstützen den Hauptleitfaktor beim Bodenbildungsprozeß und prägen dem Boden, je nach der Dauer und der Intensität ihrer Einwirkung ihre charakteristischen Merkmale mehr oder minder deutlich auf. Die Benennung der Bodentypen wird nach dem Hauptleitfaktor (Vegetation oder Wasser oder Geländegestaltung) vorgenommen:

Vegetationsböden,
Naßböden,
Gebirgsböden.

Die Merkmale des Ausgangsfaktors (geologisches Gestein) treten bei einigen Bodentypen sehr stark in den Vordergrund. Der Ausgangsfaktor erlangt bei derartigen Bodentypen die Eigenschaften eines Hauptleitfaktors und nach ihm werden daher die Böden benannt:

Gesteinsböden.

Jede der vier Bodengruppen zerfällt in einzelne Untergruppen, die wiederum in Abteilungen und Unterabteilungen gegliedert werden. Die Unterteilung der Böden erfolgt nach dem Leitfaktor. Die Untergruppen der Vegetationsböden sind:

Steppenböden,
Waldböden.

Die Steppenböden kommen in der Senne nicht vor und werden daher hier übergangen.

Die Waldböden werden gegliedert in:

braune Waldböden,
nasse Waldböden,
rostfarbene Waldböden,
Heideböden.

Will man den bodenkundlichen Aufbau der Senne richtig verstehen, so ist es notwendig, auf die Entwicklung der Waldböden näher einzugehen, da fast sämtliche Senneböden dem Typus der Waldböden mit seinen Variationen angehören.

Die Entstehung eines Bodentyps kann primär oder sekundär erfolgen. Die Entstehung der braunen Waldböden ist in der Hauptsache primär. Als Sekundärbildung erfolgt die Entwicklung der braunen Waldböden entweder auf dem Degradationswege aus Steppenböden oder als eine Regradation aus nassen und rostfarbenen Waldböden oder mineralischen Naßböden.

Die braunen Waldböden sind nicht an eine bestimmte Bodenart gebunden, d. h. sie können auf sämtlichen Bodenarten entstehen; bevorzugt werden jedoch die bindigeren Bodenarten.

Sind die Vorbedingungen für die Entstehung eines braunen Waldbodens gegeben, so erfolgt eine langsame Ausbildung eines A-, B-, C-Profils. Es entsteht ein Bodentypus, der die Bezeichnung nicht gebleichter brauner Waldboden führt. Durch die Ansiedlung des Waldes wird jedoch das Ortsklima stark beeinflußt. Der Waldbestand erhöht die Feuchtigkeit der oberen Bodenhorizonte und der bodennahen Luftschichten. Als Folgeerscheinung des erhöhten Wasserbedarfs sinkt der Grundwasserspiegel. Die Temperaturen sind nicht mehr so großen Schwankungen unterworfen und begünstigen durch ihre Gleichmäßigkeit eine schnelle Humusbildung. Der braune Waldboden macht nun, je nach den Klima- und Bodenverhältnissen eine bestimmte Entwicklung durch. Der ursprüngliche alkalische bzw. neutrale und ungebleichte, d. h. nicht ausgewaschene braune Waldboden wird im Verfolg seiner Entwicklung langsam ausgewaschen, ausgelaugt und gebleicht. Die Bleichung ist daher der wichtigste Teil der Entartung oder Degradation eines Bodens. Bei der Bleichung werden die Basen langsam aus der oberen Schicht des Bodens ausgewaschen. Die Kationenreserven der Alkalien und Erdalkalien hemmen den Bleichungsprozeß und damit auch die Entartung des Bodens. Mit dem Schwinden der Kationenreserven erfolgt gleichzeitige Bleichung und damit Versauerung des Bodens. Die Versauerung des Bodens wird bedingt durch:

Wasser,
sauren Humus,
Kohlensäure.

Der saure Humus und die Kohlensäure (H-Ionen) verursachen die Bildung von Kolloiden und löslichen Salzen. Durch das Wasser werden die feineren Bestandteile des Bodens beweglich. Es entstehen nun Verlagerungen, die dem Bodenprofil ein ganz anderes Aussehen verleihen. Es erfolgt die Ausbildung von Horizonten. Bei der Horizontausbildung spielen die Humusablagerungen und die Durchschlämmungen eine überaus wichtige Rolle. Die Humussäuren und die Auswaschung bedingen eine intensive Bleichung des A- und des oberen B-Horizontes. Zuerst machen sich die Degradationserscheinungen in Form von Flecken bemerkbar, die langsam größer werden bis schließlich der ganze Horizont eine fahl grau-violette Färbung erhält. Der Bleichhorizont wird stets mit A_2 bezeichnet.

Ein brauner Waldboden mit vereinzelten Bleichflecken wird ein kaum gebleichter, mit ausgebildetem A_2-Horizont ein schwach gebleichter genannt. Erfährt der A_2-Horizont eine größere Mächtigkeit und intensivere Bleichung, so spricht man von mäßig oder stark gebleichtem braunen Waldboden.

Die leichten Böden werden in einer verhältnismäßig kurzen Zeit ausgewaschen, ausgelaugt und gebleicht. Die feineren Bodenbestandteile werden nur zum Teil im Rohboden abgesetzt. Der größere Teil wird vom Wasser in die Tiefe weggeführt und geht damit dem Boden verloren. Der Auswaschungsprozeß geht in mittleren und vor allem in schweren Bodenarten sehr langsam vonstatten. Die ausgewaschenen feineren Bestandteile werden bei den bindigen Bodenarten vom Wasser nur zum geringsten Teil weggeführt. Die größten Teile erfahren nur eine Umlagerung in den Rohboden.

Betrachtet man unverwitterten Geschiebemergel, Tonmergel oder Löß, so fällt es auf, daß diese von zahlreichen Nadelstichporen durchsetzt sind, die die Öffnungen feinster Kanäle darstellen. Diese Kanäle durchziehen den ganzen Boden und bilden ein natürliches Drainagesystem. Bei der Durchschlämmung des Bodens werden die Bodengemengteile wie Humus, Sesquioxyde u. a. m. vom Wasser mitgeführt und, da der Wasserstrom eine geringe Geschwindigkeit hat, die nach der Tiefe zu noch geringer wird, allmählich abgelagert. Durch einen derartigen Prozeß findet eine ganz langsame Verstopfung der feinsten Kanäle statt. Da das Wasser von oben nach unten an Geschwindigkeit abnimmt, findet eine Wiederablagerung der feinsten Bodenbestandteile naturgemäß zuerst in tieferen Bodenschichten statt. Je bindiger der Boden ist, desto höher liegt der Anreicherungshorizont, d. h. die Anreicherung nimmt, je nach der Beschaffenheit der Bodenart, von einer bestimmten Tiefe nach oben an Intensität ab. (Bei der Ortsteinbildung sind die Vorgänge anders.) Die prozentuale Anreicherung bei Tonböden ist bei etwa 40—60 cm am stärksten.

Durch die Anreicherung der Horizonte mit feineren Bodenbestandteilen erfolgt naturgemäß die Verdichtung eines bestimmten Horizontes, die langsam zur Unterbrechung des natürlichen Drainagesystems führt. Das in den Boden eindringende Wasser kann nicht mehr schnell genug abfließen und es erfolgt eine innere Wasserstauung. Das stauende Wasser verursacht eine Auslaugung und Bleichung des Horizontes. Bis eine innere Wasserstauung stattgefunden hat, bedarf es langer Zeiträume, ist aber eine solche erfolgt, so schreitet eine totale Vernässung sehr schnell fort.

Die braunen Waldböden auf bindiger Bodenart können geringe Auswaschung aufweisen und doch schon Merkmale der inneren Wasserstauung zeigen. Demnach wird die Bleichung und Auslaugung als Folge der Auswaschung grundsätzlich von der Bleichung und Auslaugung durch innere Wasserstauung unterschieden. Zeigt der Verdichtungshorizont vereinzelte weiße und Rostflecke und das ganze Profil die Merkmale des braunen Waldbodens, der z. B. schwach gebleicht ist, so bezeichnet man ihn als schwach gebleichten braunen Waldboden durch das Bodenwasser schwach verändert. Eine totale Unterbrechung des natürlichen Drainagesystems führt, wie bereits erwähnt, zur intensiveren Auslaugung und Bleichung des stark verdichteten Horizontes. Der darüberliegende Horizont wird durch die Wasserstauung ebenfalls in Mitleidenschaft gezogen, es treten grau-weiße Flecke und Rostflecke auf. Solange der Charakter eines braunen Waldbodens, erkennbar an einem unveränderten B-Horizont, gewahrt bleibt, spricht man, je nach der Mächtigkeit der Wasserstauungshorizonte und der Intensität ihrer Bleichung, von braunen Waldböden, die durch das Bodenwasser mäßig oder stark verändert wurden. Die Profile solcher Böden bestehen aus A-, B-, (G)B-, GB- bzw. G-Horizonten (mäßig gebleicht) oder aus A-, B-, GB-, G-Horizonten (stark gebleicht). Die durch das Bodenwasser veränderten Horizonte werden mit den Buchstaben (G)B, GB oder G bezeichnet; das heißt, daß ein G-Horizont aus einem B-Horizont im Entstehen begriffen oder bereits zu einem solchen umgewandelt ist.

Falls nun auch der letzte B-Horizont eine Veränderung durch die innere Wasserstauung zeigt und ein A-, (G)B-, G- usw. oder ein A-, GB-, G- usw.

Profil zur Ausbildung gelangt, so hat eine gänzliche Veränderung des Bodentyps stattgefunden. Es ist ein neuer Bodentypus entstanden, der die Bezeichnung nasser Waldboden[1]) führt. Die nassen Waldböden werden mit einem A-, (G)B-, GB_1-, GB_2- oder G-Profil als schwach, mit einem A-, GB_1-, GB_2- oder G-Profil als mäßig und mit einem A-, G_1-, G_2- usw. Profil als stark gebleicht bezeichnet.

Die nassen Waldböden kommen am häufigsten auf tonigen und lehmigen Bodenarten zur Ausbildung. In Gebieten mit verhältnismäßig hohen Niederschlägen werden sie auch auf sandigem Lehm und auf Löß häufig angetroffen. Auf lehmigen Feinsanden und Feinsanden ist ihr Vorkommen verhältnismäßig selten. Auf gröberem Material finden sich die nassen Waldböden überhaupt nicht vor.

Die rostfarbenen Waldböden entstehen entweder als Sekundärbildungen aus braunen oder nassen Waldböden oder als Primärbildungen auf einem leichteren Ausgangsgestein. Ihre Ausbildung aus braunen Waldböden erfolgt auf dem Degradationswege durch die Auswaschung. Die charakteristischen Merkmale eines braunen Waldbodens, wie vielkantige oder scharfkantige Struktur, Humusbelag auf den Spaltflächen der Strukturelemente und anderes mehr geht durch die Auswaschung verloren. Der B-Horizont (Illuvialhorizont) verliert die Porigkeit und die braune Humusfärbung und wird dicht und rostfarben, rostbraun oder gelb. Der spezifische Horizont[2]) der echten braunen Waldböden (B-Horizont), der stets unter der Krume beginnt, wird im oberen Teil zerstört. Es entsteht ein rostfarbener B-Horizont. Die Merkmale des braunen Waldbodens trägt jetzt nur der B_2-Horizont. Dieser Degradationsprozeß geht zugleich mit der Bleichung vor sich. Je leichter die Bodenart, desto schneller und intensiver wird die Ausbildung der rostfarbenen Waldböden erfolgen. Aus schwach gebleichten braunen können schwach oder mäßig gebleichte rostfarbene, aus mäßig gebleichten braunen können mäßig oder stark gebleichte rostfarbene und aus stark gebleichten braunen können nur stark gebleichte rostfarbene Waldböden entstehen. Die Bildung der rostfarbenen Waldböden aus nassen verläuft ähnlich wie aus braunen Waldböden.

Auf leichten Ausgangsgesteinen kann die Bildung der rostfarbenen Waldböden direkt erfolgen. Die Auswaschungserscheinungen gehen aber hier gleichzeitig mit der Bodenbildung vonstatten. So entstehen zugleich mit der Bodenbildung die schwach gebleichten rostfarbenen Waldböden. Die Auswaschungs-, Auslaugungs- und Bleichungsvorgänge spielen sich in leichten Böden sehr schnell ab. Aus schwach gebleichten rostfarbenen Waldböden entstehen zuerst die mäßig und schließlich die stark gebleichten rostfarbenen Waldböden.

---

1) Die Unterscheidung der nassen Waldböden wurde vom Verfasser zuerst im Jahre 1931, gelegentlich der bodenkundlichen Kartierung i. M. 1:2500 der Gemeinde Bliesheim, Kreis Euskirchen, Rheinland, eingeführt und später bei der bodenkundlichen Kartierung von Pommern, Grenzmark und Hannover 1932—1936 immer angewandt.

2) Vom Verfasser in den Jahren 1928—1930 anhand zahlreicher Bodenprofile festgestellt und nachgewiesen (v. Hoyningen-Huene, 1930).

Die leichten Sandböden sind meist sehr nährstoffarm, wodurch eine Ansiedlung von Pflanzengemeinschaften wie Birken, Kiefern, *Vaccinium myrtillus* (Blaubeere), *Calluna vulgaris* (Heidekraut), Moose, Flechten u. a. m. bedingt wird. *Vaccinium myrtillus, Calluna vulgaris* und Moose begünstigen die Bildung von Rohhumus, aus dem durch Regen- und Schmelzwässer Humussäuren ausgelaugt werden, die den Boden stark angreifen und eine intensive Bleichung der oberen Bodenschicht hervorrufen. Der ausgewaschene darunterliegende Horizont wird durch die aus dem Bleichhorizont ausgelaugten Eisenverbindungen und Humus verkittet. Es entsteht auf diesem Wege erst eine mehr oder minder harte Schicht, die Orterde oder Ortstein heißt und eine stark rostbraune Färbung — hervorgerufen durch das Vorherrschen von Eisen — besitzt.

Die fortwährende Auswaschung und Auslaugung hat eine verhältnismäßig große Mächtigkeit des Bleichhorizontes (A_2) zur Folge, der schließlich gänzlich frei von sämtlichen feineren Bodengemengteilen wird. Er besteht nur noch aus sehr stark gebleichten Quarzkörnern. Der aus dem Rohhumus ausgewaschene stark saure Humus gelangt auf der rostbraunen Orterde oder dem Ortstein zur Ablagerung und es entsteht schwarze Orterde bzw. schwarzer Ortstein. Es entwickelt sich ein Bodenprofil, das folgende Horizonte besitzt:

A_0 Rohhumus,
A_2 Bleichsand,
B_1 schwarzer Ortstein (schwarze Orterde),
B_2 rostfarbener Ortstein,
B_3 rostfarbener Sand usw.

Ein solches Bodenprofil führt die Bezeichnung Heideboden und stellt das Endstadium der Entwicklung der Waldböden dar.

Die Naßböden werden in organische und mineralische gegliedert. Die organischen Naßböden sind die Moore (Flach-, Zwischen- und Hochmoore) und die Moorerden, die nach dem Grad ihrer Vererdung unterschieden werden. Den Übergang von den organischen zu den mineralischen Naßböden bilden die anmoorigen Böden. Die mineralischen Naßböden werden in nicht, schwach, mäßig und stark gebleichte unterteilt. Ein Naßboden besteht stets aus A- und G-Horizonten. Mit G-Horizont wird hier der Grundwasserhorizont bezeichnet. Die mineralischen und z. T. anmoorigen Naßböden können eine Entwicklung zu den Waldböden durchmachen. Es entsteht dann ein B-Horizont, der aus einem G- über (B)G-, BG- und B(G)-Horizont entsteht, d. h., daß sich ein Rohboden aus einem Grundwasserhorizont entwickelt. Die Vorbedingung zur Entstehung eines B-Horizontes ist das Sinken des Grundwasserspiegels. Die aus den mineralischen Naßböden entstandenen Waldböden können eine weitere Entwicklung wie die echten Waldböden durchschreiten.

Die Geländegestaltung übt naturgemäß auf die Verwitterung des geologischen Gesteins und damit auf die Bodenbildung einen großen Einfluß aus. Die Abschlämmerscheinungen legen den Rohboden oder das Gestein frei und verhindern die Ausbildung eines regulären Bodenprofils. Die Vegetation hemmt die Abschlämmerscheinungen mehr oder minder stark. Da die Wald- bzw.

die Grasvegetation immer an der Ausbildung eines Bodenprofils beteiligt ist, werden die unter derartigen Bedingungen entstandenen Böden mit Gebirgswald- oder Gebirgswiesenböden bezeichnet. Man unterscheidet auch hier die braunen, nassen und rostfarbenen Gebirgswaldböden.

Treten die Merkmale des Ausgangsgesteins in einem Boden besonders stark in den Vordergrund, d. h. gibt das Ausgangsgestein einem Bodenprofil das Charakteristikum, so bezeichnet man ihn entweder als Humuskarbonat- (auf Kalkstein usw.), als bunten Gesteins- (auf bunten Tonen und Mergeln des Keupers, des Oberen Buntsandsteins usw.), oder als braunen Gesteinsboden (auf basischen Eruptiven usw.) u. a. m. Die Gesteinsböden machen ebenfalls eine Entwicklung durch, sie degradieren und werden dann als degradierte Gesteinsböden bezeichnet. Diese degradierten Gesteinsböden können eine Entwicklung wie die gewöhnlichen Waldböden durchmachen. Solange die charakteristischen Merkmale des Gesteins eine Rolle spielen, wird ein Boden immer als Gesteinswaldboden bezeichnet. Erst mit dem Schwinden der letzten wichtigen Eigenschaften des Ausgangsgesteins wird der Zusatz „Gestein" weggelassen. Es entstehen dann gewöhnliche Waldböden, die nach den charakteristischen Merkmalen eines Waldbodens bezeichnet werden. Infolge ihrer vorhergehenden Entwicklung weisen sie stets eine mehr oder minder deutliche Bleichung auf. Da das Ausgangsmaterial der Gesteinsböden von der Natur sehr selten aus gröberen Bestandteilen aufgebaut ist, entwickeln sich die braunen Waldböden mit verschiedenen Graden der Bleichung am häufigsten, die nassen Waldböden viel seltener, wogegen die rostfarbenen Waldböden nur ganz vereinzelt auftreten.

Der bodenkundliche Aufbau der Senne

Der bodenkundliche Aufbau der Senne ist ziemlich gleichartig beschaffen. Auf dem von Natur aus sehr nährstoffarmen, ursprünglich unverwitterten Sand siedelte sich eine Vegetationsgemeinschaft an, deren geringe Anforderungen dem Standort vollkommen angepaßt waren. Als Hauptarten dieser Pflanzengemeinschaften können *Erica tetralix* (Glockenheide) und *Calluna vulgaris* bezeichnet werden. Die vereinzelt in der ganzen Senne auftretenden Kiefern und Birken sind, infolge der Nährstoffarmut des Bodens, kurzschäftig und krüppelig. Die Vegetation, das Klima und das Ausgangsgestein führten zur Ausbildung eines Heidebodens mit seinen charakteristischen schwarzen und rostbraunen Ortsteinschichten. Soweit das Grundwasser in einigen Teilen der Senne zur Wirkung kommt, schafft es günstigere Standortsbedingungen, die Baumbestände zeigen einen besseren Wuchs und am Bodenüberzug sind die Gramineen mehr oder minder stark beteiligt. Der Bodentypus wird als Heideboden mit schwachem oder mäßigem Grundwassereinfluß bezeichnet.

Entlang den zahlreichen Wasserläufen haben sich mineralische und anmoorige Naßböden mit verschiedenen Graden der Bleichung herausgebildet. Vereinzelt sind die Ränder der Bäche und der Wasserrisse von Moorbildungen überzogen, die hauptsächlich dem Typus der rohen Zwischenmoore und Moorerden angehören. In den kleinen abflußlosen Senken haben sich zum kleinsten Teil die mineralischen Naßböden und zum größten Teil die Zwischenmoore und Moorerden mit anmoorigen Übergängen herausgebildet.

Die Bewachsung der Dünen besteht in der Hauptsache aus Heide- und Blaubeerkraut, nur vereinzelt sind sie von Buchen bestanden. Der Heideboden ist auch hier der am häufigsten auftretende Bodentypus. Die rostfarbenen Waldböden mit verschiedenen Graden der Bleichung kommen nur vereinzelt vor. Die Hänge der Dünen zeigen entweder rostfarbene Waldböden mit verschiedenen Graden der Bleichung und Heideböden mit Gebirgscharakter (Folgeerscheinung der Abschlämmung) oder aber gelben Dünensand, der an die Oberfläche tritt und dann die Bezeichnung „Gestein ohne Bodenbildung" trägt.

Vereinzelt treten in der Senne graue kalkhaltige Tonmergel und Geschiebemergel in Form von flachen Kuppen auf. Das Verwitterungsmaterial dieser Ausgangsgesteine bildet in einer nur ganz beschränkten Ausdehnung die heutige Oberfläche. Der größere Teil dieser Bildungen ist vom Sennesand mehr oder minder stark überdeckt. Ist die Sanddecke nicht allzu mächtig, so daß der bindige Untergrund für die Vegetation noch zur Geltung kommen konnte, so haben sich Laubholzarten, Fichten und Gramineen angesiedelt. Laubholz- und Gramineengesellschaften haben aber einen für sie typischen Standort geschaffen. Braune und vereinzelt schwach bis stark gebleichte, rostfarbene Waldböden sind hier die häufigsten Bodentypenvorkommen. Soweit das Verwitterungsmaterial des Ton- und des Geschiebemergels die heutige Oberfläche bildet, kommen hier die braunen und nassen Waldböden mit verschiedenen Graden der Bleichung vor. Bestanden sind diese Böden mit Laubholzarten und vereinzelt mit Fichten, Kiefern und Lärchen. Die Bodenflora besteht aus verschiedenen Gras- und Krautarten und Moosen.

Die Abhänge des Teutoburger Waldes, die in der Hauptsache von Kalksteinen der Oberen Kreide aufgebaut sind, sind an der Oberfläche zu feinsandigen Tonen und Lehmen verwittert. Der Typus der Humuskarbonatböden gelangte hier zur Ausbildung. Die fortschreitende tiefgründige Verwitterung der Kalksteine führte naturgemäß zur Degradation der Humuskarbonatböden. Die dauernde Auswaschung und Auslaugung brachte eine gänzliche Vernichtung des ursprünglichen Gesteinsbodencharakters und die Bildung eines mäßig gebleichten braunen Waldbodens mit sich. Derartige Typenumbildungen haben eine grundlegende Bedeutung und sind für die Bodentypenbeurteilung von ausschlaggebender Wichtigkeit. Zieht man nun einen Vergleich der Bodenbildungen in der Senne mit denen in Deutschland und auf der ganzen Erde, so findet man, daß die Bodenbildungsprozesse bei gleichen klimatischen Bedingungen, unter gleicher Vegetationsgemeinschaft, bei gleichen Ausgangsgesteinen und gleicher Geländelage absolut gleiche Wege durchschreiten. Diese Feststellung hat die Schlußfolgerung, daß die Bodenbildung einer absoluten G e s e t z m ä ß i g k e i t unterworfen ist.

Der bodenkundliche Aufbau der Laue

Es wurde bereits erwähnt, daß der einheitliche Charakter der Senne an mehreren Stellen durchbrochen wird. Die eintönige Heidelandschaft wird an einzelnen Stellen durch kleinere und größere Fichten- und Buchenwäldchen

belebt. Die Ursache dieser Vorkommen mußte naturgemäß in der Bodenbeschaffenheit ihren Ursprung haben. Tatsächlich zeigen die Bodenprofile ein gänzlich anderes Aussehen als die in der übrigen Senne. Die Heidekrautvegetation (*Erica tetralix* und *Calluna vulgaris*) mit der durch sie bedingten Rohhumusbildung haben den Sand mit Heidebodentypus als Standort. Der Standort der Wäldchen ist aber Sand, anlehmiger Sand, lehmiger Sand, sandiger Lehm, toniger Sand und sandiger Ton über sandigem Lehm, Lehm, sandigem Ton und Ton mit Tonmergel und Kalksteingeröll und Geschiebemergel im Untergrund. Die braunen, nassen und rostfarbenen Waldbodentypen sind auf diesen Bodenarten zur Ausbildung gelangt.

Die kleinen Wälder, die eine Besonderheit der Senneheidelandschaft bilden, sind zum größten Teil umwallt und führen die Bezeichnungen: Langelau (s. Taf. 12, Fig. 2 u. 3), Königslau (s. Taf. 13, Fig. 1) und Eckelau (s. Abb. 1, S.137). Die von Buchen und Kiefern bestandene Fläche westlich von Langelau führt die Bezeichnung Lindelau. Eine Umwallung weist jedoch diese letzte Fläche nicht auf.

Da die Namen und die Bedeutung der Laue viel umstritten wurde, galt es nun, die bodenkundlichen Verhältnisse der Laue, insbesondere des Langelau und Königslau genau zu untersuchen und damit Material für die vorgeschichtlichen Forschungen zu liefern. Die Untersuchung wurde im Jahre 1935 durchgeführt und ein kurzer Bericht über die Ergebnisse der Untersuchung veröffentlicht (v. Hoyningen-Huene, Kampfspielbahn Langelau, Germanien, H. 8, 1936).

Der Verfasser hat sich die Aufgabe gestellt, das Alter der Anlagen und den Zweck der umfriedeten Flächen auf Grund der bodenkundlichen Forschungen festzustellen.

Die Untersuchung erstreckte sich auf:

Das Bodenprofil.

Die Nachprüfung der bodenkundlichen Untersuchungsergebnisse erfolgte durch:

Die Pollenanalysen.

Die Untersuchung der heutigen Vegetation auf Gattung und Wuchs, sowie die Betrachtung des Reliefs wurden als Vorbereitungsarbeiten für die eigentliche Bodenuntersuchung betrachtet. Die Pollenanalysen sollten neben ihrem eigentlichen Zweck, Nachprüfung der Untersuchungsergebnisse, eine Klarheit über die Art der früheren Bewachsung der Laue bringen.

Da es gänzlich unmöglich war, das ganze Gelände der beiden Laue durchzugraben, mußte ein genaues Studium der Geländegestaltung und der Art und des Wuchses der Vegetation vorgenommen werden, um aus beiden Faktoren Rückschlüsse auf die Beschaffenheit des Bodens zu ziehen, und um damit feststellen zu können, an welchen Stellen die Bohrungen und die Grabungen angesetzt werden mußten. Wie im Königslau so kam es auch im Langelau auf die Durchforschung von drei Geländearten an:

a) Umwallungen,
b) ungestörtes ebenes Gelände,
c) Erhöhungen innerhalb der Laue.

Bei den Umwallungen galt es außerdem zwei Arten der Umwallungen zu unterscheiden: Umwallungen, die heute noch Eigentumsgrenzen darstellen, und Umwallungen, die heute diese praktische Aufgabe nicht mehr haben. Ferner kam es darauf an, die natürlichen ebenen Flächen von den künstlich geebneten Flächen zu trennen. Auch die Erhöhungen innerhalb der Laue mußten auf ihre natürliche bzw. künstliche Entstehung nachgeprüft werden.

Alter der Anlage der Laue

1. Bodenprofile

A. Bodenprofile im Langelau und Königslau

Um das Alter eines Bodens bestimmen zu können, muß man vergleichende Studien mit einem Musterstück anstellen, von dem einwandfrei auf Grund dort lagernder Funde Alter und Herkunft festgestellt werden können. Nach dem Profil dieses Musterbodens lassen sich dann Schlüsse auf das Alter anderer Profile ziehen.

Die beschriebene Gegend ist, wie bereits erwähnt, sehr reich an Hünengräbern, deren Entstehung einwandfrei in die Zeit vor Chr. fällt. (Bei der Grabenanlage im südlichen Hügelgrab des Drei-Hügel-Heiligtums wurden gefunden: eine Scherbe aus der Bronzezeit und ein Feuersteinsplitter, welcher deutliche Spuren der Bearbeitung zeigt.) Im Sommer 1931 wurden die Hügelgräber vom Besitzer des Grundstückes abgeplaggt und dabei auf dem mittleren Hügelgrab Urnenscherben und Leichenbrand freigelegt (Germanien Nebelung-Heft 1931, S. 72).

Die bodenbildenden Faktoren bewirken im Verlaufe langer Zeiträume die gesetzmäßige Ausbildung charakteristischer Bodenprofile. Falls nun das Aufbaumaterial der Hügelgräber und der Wälle der Laue gleichartig beschaffen war, so mußte eine Gleichartigkeit der Profile vorliegen. Aus dem Unterschied der Intensität der Ausbildungen können einwandfreie Rückschlüsse auf die Dauer der Einwirkung der bodenbildenden Faktoren und damit auf das Alter der Bodenprofile selbst gezogen werden. Zur Nachprüfung dieser Feststellung sollten die Vergleiche der Bodenprofile verschiedener Hügelgräber dienen, die bekanntlich zu gleicher Zeit und aus gleichem Material aufgebaut waren.

Zur Untersuchung wurden einzelne Hügelgräber von ziemlich gleicher Höhe und gleichartiger Bewachsung, nämlich Heidekraut, herangezogen. Es wurden Profile aufgenommen von dem nordöstlichsten und dem südlichsten Hügelgrab des Drei-Hügel-Heiligtums (s. Taf. 13, Fig. 2), von dem Hügelgrab auf dem Immenstandsberg und von einem Hügelgrab nördlich der Senne-trift. Sämtliche Profile zeigten, wie bereits erwartet, gleiche Merkmale,

nämlich schwarze Humusstreifen im schwarzgrauen humosen Sand und bei etwa 60 cm Tiefe eine schwarze, ziemlich harte Orterdeschicht.

Die Hügelgräber wurden aus Plaggen aufgebaut. Die schwarzgraue Färbung des Bodens ist auf diese Plaggen mit ihren Bleichsandbeimengungen zurückzuführen. Im Laufe langer Zeiträume wurden die Humusbestandteile aus dem oberen Teil des Bodens ausgewaschen und nach der Tiefe zu streifig abgelagert. Da die Plaggen sehr arm an Eisen sind, konnte eine Bildung von Eisenortstein bzw. Eisenorterde nicht erfolgen. Die Verdichtung zur Orterdebildung bewirkte lediglich der Humus und zum kleinsten Teil die Kieselsäure (Graf zu Leiningen, 1911). Eine Ortsteinbildung durch Eisen (Albert, R., 1910) geht in verhältnismäßig kurzer Zeit vonstatten, dagegen braucht eine Ortstein- und Orterdebildung durch Humus unvergleichlich längere Zeit. Wie schon erwähnt, haben wir es hier lediglich mit ziemlich reinen ortsteinartigen Humusbildungen zu tun, zu deren Entstehung sehr lange Zeiträume erforderlich waren. Mit diesen Feststellungen war also das Charakteristikum des notwendigen Musterstückes gefunden, an Hand dessen vergleichende Studien mit den verschiedenen Profilen der Umwallungen beginnen konnten.

a) Umwallungen

Die Bodennuntersuchungen begannen bei den Umwallungen, die vorerst als der wichtigste Teil der Laue erschienen. Die Umwallungen vom Königslau sind heute mit Fichten (der südliche, östliche und westliche Teil) und Kiefern (der nördliche Teil) bestanden. Heidekraut, Beerkraut [3]) und Moose bilden die Bodenflora. Die Umwallungen vom Langelau sind mit Buchen, Kiefern, Heide- und Beerkraut und Moosen bewachsen. Ein Teil der Umwallungen ist heute noch gut erhalten und erreicht z. T. eine Höhe bis zu 120 cm, der andere Teil dagegen ist ziemlich auseinandergeflossen und weist geringere Höhe auf (s. Taf. 13, Fig. 3).

Die Umwallungen der beiden Laue wurden an verschiedenen Stellen durchschnitten. Ein Vergleich der aufgeschlossenen Profile der äußeren Umwallung vom Königslau mit der Umwallung vom Langelau (s. Abb. 2, S. 151) zeigte eine absolute Übereinstimmung. Der Vergleich der Umwallungsprofile mit den Profilen der Hügelgräber zeigte eine außerordentliche Ähnlichkeit des Aufbaues und des Aussehens auf. Bei genauerem Studium der Umwallungen wurde festgestellt, daß man es hier nicht mit einem einheitlichen Wall zu tun hatte, sondern mit zwei übereinanderliegenden Wällen, von denen der untere, ältere ebenso wie die Hügelgräber aus Heideplaggen aufgebaut war. Diese Plaggenauflagen der Umwallungen wurden an den Außen- und Innenseiten ihrer Basis durch anscheinend gespaltene Rundhölzer gestützt. Es besteht sogar die Möglichkeit, daß die ganze Basis der Umwallungen auf solchen Rundhölzern aufgebaut war. Ein schlüssiger Beweis läßt sich jedoch hier noch nicht erbringen. Der obere, jüngere Wall zeigt an seinen Außenseiten ebenfalls Heideplaggenverfestigungen, der Kern dagegen besteht aus Bleichsand. Die Breite des Walles beträgt etwa 3 m, die Höhe etwa 85 cm. Der ältere Wall hat heute nur noch eine Höhe von etwa 25 cm.

3) Unter Beerkraut ist zu verstehen: Blaubeerkraut, Preißelbeerkraut u. a. m.

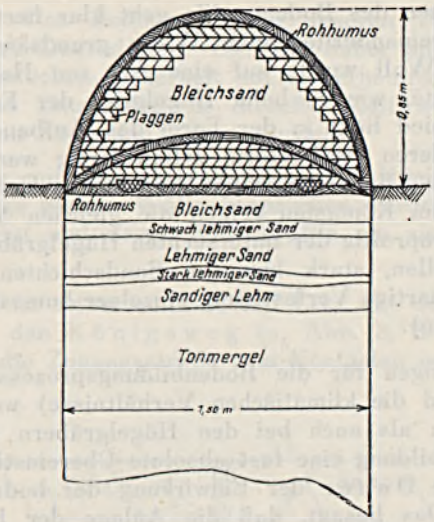


Abb. 2. Querschnitt durch die Umwallung vom Langelau

Das Bodenprofil des Walles und unter dem Wall

Oberer Wall:

A_0	6 cm	Rohhumus.
A_1	11 cm	Humusplaggen.
A_2	43 cm	Bleichsand.

Unterer Wall:

A_0	3 cm	Rohhumus, sehr dicht gelagert, z. T. verhärtet.
A_1	22 cm	Heideplaggen, sehr dicht gelagert und an der Basis orterdeartig verfestigt, mit humifiziertem Holzrost im unteren Teil des Horizontes.

Das Bodenprofil unter dem Wall:

A_0	4 cm	Rohhumus, sehr dicht gelagert und z. T. orterdeartig verfestigt, mit einem eingelagerten unteren Teil des humifizierten Holzrostes.
A_2	12 cm	violettgrauer Bleichsand.
B_1	7 cm	brauner, verdichteter, schwach lehmiger Sand.
B_2	18 cm	bräunlich gelber lehmiger Sand.
$(G)B_1$	5 cm	brauner, verdichteter, lehmiger Sand mit einzelnen Rostflecken und braunem Humusbelag auf den Spaltflächen der Krümel.
GB_2	11 cm	dunkelbrauner sandiger Lehm mit starken Rostflecken und weißen Flecken und Streifen.
C		graugelber Tonmergel mit Kalksteingeröll, stark bröckelig, mit braunem Überzug der Kluftwandungen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Aus dem Aussehen des Bodenprofils geht klar hervor, daß die Aufbauart der beiden übereinanderliegenden Wälle grundsätzlich voneinander abweicht. Der untere Wall wurde auf eine Art von Holzrost errichtet. Der Plaggenaufbau erfolgte, wie es beim Hügelgrab der Fall ist, übereinander. Der einzige Unterschied liegt in der Form des Aufbaues. Im Gegensatz zu den Hügelgräbern, deren Aufbauform zylinderartig war, wurden die Wälle gewölbeartig angelegt. Die Bodenprofile der unteren Umwallungen sowohl von Langelau als auch von Königslau zeigen die gleichen Merkmale der Bodenbildung wie der Bodenprofile der untersuchten Hügelgräber, nämlich: Wechsel von dunklen und hellen, stark humosen Sandschichten mit reinen Humusschichten und ortsteinartige Verfestigung einzelner humoser Schichten (Humus-Orterde oder -Ortstein).

Die Voraussetzungen für die Bodenbildungsprozesse (Heideplaggen als Ausgangsmaterial und die klimatischen Verhältnisse) waren, sowohl bei den unteren Umwallungen als auch bei den Hügelgräbern die gleichen. Da die Intensität der Bodenbildung eine fast absolute Übereinstimmung zeigte, mußte naturgemäß auch die Dauer der Einwirkung der bodenbildenden Faktoren eine gleiche sein. Das besagt, daß die Anlage der Hügelgräber und der unteren Umwallungen zur gleichen Zeit erfolgt sein muß, nämlich etwa zu Ausgang der jüngeren Steinzeit oder in der Bronzezeit, also etwa 2000 Jahre vor unserer Zeitrechnung.

Im Gegensatz zu der unteren zeigt die obere Umwallung eine gänzlich abweichende Bauart. Hier wurden die Plaggen nicht für den ganzen Aufbau, sondern nur für die Seitenbefestigung der Wälle verwendet. Der Kern wurde aus Bleichsand aufgebaut (s. Abb. 2, S. 151). Die Plaggen zeigen an ihrer Basis leichte Verfestigungen. Die abweichende Bauart der oberen Umwallungen beweist, daß es sich hier um eine spätere Aufschüttung handeln muß. Die leichten orterdeartigen Verdichtungen an der Basis der Plaggen besagen, daß auch hier die bodenbildenden Faktoren längere Zeiträume gebraucht haben, um derartige Bildungen hervorzurufen.

Ein Unterschied zwischen den Umwallungen, die heute Eigentumsgrenzen darstellen und denen, die diesen Zweck nicht erfüllen, wurde nicht festgestellt.

Der Königslau hat nicht nur eine äußere Umwallung, sondern innerhalb derselben noch eine zweite Umwallung, die eine kleine rechteckige Fläche einschließt. Das Aufbaumaterial für diese Umwallung lieferte der Sand des Innenraumes; bei der Aufschüttung wurde die natürliche Humusauflage, der Bleichsand und der rostfarbene Sand des nahen Untergrundes vermengt. Die Humusbestandteile im Aufschüttungsmaterial wurden durch die Verwitterungseinflüsse stark zersetzt und ausgewaschen. Infolge der Einwirkung der bodenbildenden Faktoren zeigt der früher ungeschichtete Sand teilweise Schichtung, teilweise Nesterbildungen. Der eingemengte rostfarbene Sand weist eine starke Verfahlung auf. Die Witterungseinflüsse, vor allem Regen- und Schmelzwässer bedingten ein Auseinanderfließen der Wälle. Heute hat die innere Umwallung eine ganz geringe Höhe und eine ziemliche Breite. Bringt man jedoch das auseinandergeflossene Material wieder zusammen, so ergibt es eine Höhe von etwa 70—80 cm. Für eine Auswaschung, Auslaugung und Bleichung eines Bodens von auch nur 70 cm Mächtigkeit bedarf

es langer Zeiträume. Das Bodenprofil der inneren Umwallung trägt die Merkmale einer starken Degradation. Es kann daher auf Grund des Bodenbefundes mit einer ziemlichen Sicherheit auf ein erhebliches Alter der Wälle geschlossen und deren Entstehung in dieselbe Zeit wie die der unteren äußeren Umwallung von Königslau gelegt werden.

Im Zusammenhang mit den Umwallungen vom Königslau und Langelau müssen noch kurz einige andere Wälle besprochen werden, deren Aufbau die gleichen Merkmale zeigt und deren Bodenprofile ein ziemlich gleiches Aussehen aufweisen.

Der Königslau ist an seiner südöstlichen Ecke mit dem Aschenweg durch einen schmalen Weg, den Königsweg (s. Abb. 3, S. 153) verbunden, der in früherer Zeit wohl die Zugangsstraße zum Königslau gebildet hat.

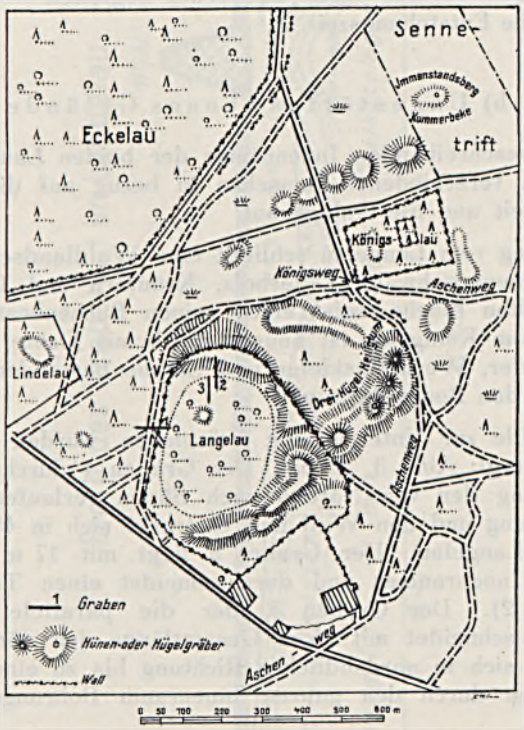


Abb. 3. Langelau und Königslau

Der Königsweg wird von Wällen flankiert (s. Taf. 14, Fig. 1), die, wie der Weg selbst, heute von Kiefern bestanden sind. Die Wälle des Königsweges liegen in gleicher Ebene wie die untere, äußere Umwallung vom Königslau und münden in diese ein. Die untere, äußere Umwallung wurde durch die

Aufschüttung des oberen Walls vor weiteren Verwitterungseinflüssen bis zu einem bestimmten Grade geschützt; da die Flankenwälle des Königsweges diese neue Aufschüttung nicht erhielten, konnte die Verwitterung hier viel schneller fortschreiten und bedingte die starke Ausbleichung des Profils.

Die Tatsache, daß die Flankenwälle des Königsweges die Fortsetzung der unteren äußeren Umwallung vom Königslau bilden, daß zu deren Aufbau das gleiche Material (Heideplaggen) benutzt wurde, und daß endlich deren Profilausbildung die gleichen Merkmale in einer viel intensiveren Form zeigt, läßt die Entstehung dieser Flankenwälle in die gleiche Zeit wie die der Umwallung selbst legen und auf ein Alter von etwa 2000 Jahren vor unserer Zeitrechnung schließen.

Gleiche und ähnliche Profilausbildungen wie bei den bisher beschriebenen Umwallungen weisen auch die restlichen Teile der Seitenwälle des Aschenweges und die Seitenwälle der Fürstenallee — gleich ob sie deren heutigen oder deren früheren Verlauf durch den Wald begleiten — auf und entfallen damit in die gleiche Entstehungszeit.

b) Ungestörtes ebenes Gelände

Die nun zu beschreibenden Innenräume der beiden Laue weisen ein voneinander gänzlich verschiedenes Aussehen in bezug auf die Vegetation, die Bodenbeschaffenheit und die Anlage auf.

Die Umwallung vom Langelau schließt eine Waldlandschaft von Kiefern-, Birken- und Buchenmischwald, Unterholz, Kräutern und Gräsern ein. Der Kern der umwallten Fläche weist einen reinen Buchenbestand (Fagus) auf. Der Innenraum vom Königslau ist hauptsächlich mit Fichte und geringer Beimengung von Kiefer, Weymuthskiefer und Lärche bestanden. Spärliche Grasvegetation bildet den Bodenüberzug.

Um die Profile zur Untersuchung freizulegen, wurden im Langelau drei Gräben gezogen (vgl. Abb. 3, S. 153). Der Graben 1 durchschneidet in westöstlicher Richtunng den von Norden nach Süden verlaufenden Weg außerhalb der Umwallung und den Wall und erstreckt sich in 45 m Länge in den Innenraum vom Langelau. Der Graben 2 liegt mit 17 m Länge im nördlichen Teil des Innenraumes und durchschneidet einen Teil der Norddüne (s. Taf. 14, Fig. 2). Der Graben 3, der die parallele Fortsetzung von Graben 2 bildet, schneidet mit 25 m Gesamtlänge den nördlichen Dünenzug an und erstreckt sich in nordsüdlicher Richtung bis zu einem kleinen Hügel. Außerdem wurden durch den ganzen Innenraum Bohrungen und vereinzelt Gruben gelegt.

Der Graben 1 wurde etwa 70 cm breit und etwa 40—120 cm tief angelegt. Die Tiefe des Grabens richtete sich nach der Beschaffenheit des Untergrundes aus Tonmergel mit Kalksteingeröll, der die Grabensohle bildete und nur bis etwa 20 cm tief angeschnitten wurde. Der Graben durchschnitt verschiedene Bodentypen- und -artenvariationen (s. Abb. 4, S. 155). Die östlichen 10 m zeigten, genau wie die Bohrungen im engeren Innenraum, die typischen Merkmale eines gebleichten nassen Waldbodens auf sandigem Lehm über sandigem Ton über Tonmergel mit Kalksteingeröll.

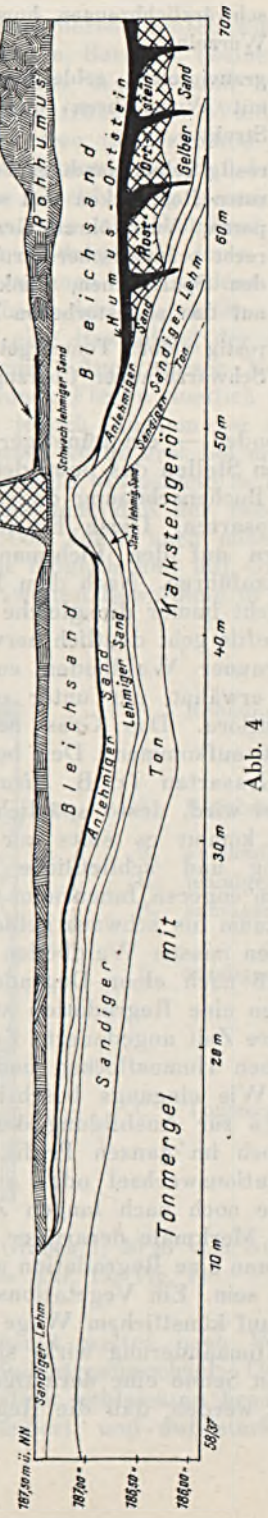

Profil des Grabens 1 im Langelau
Straße
Wall
Rohhumus
Bleichsand
Humus-Ortstein
Rost-Ortstein
Gelber Sand
Schwach lehmiger Sand
Anlehmiger Sand
Stark lehmiger Sand
Sandiger Lehm
Ton
Bleichsand
Anlehmiger Sand
Lehmiger Sand
Kalksteingeröll
Sandiger Lehm
Sandiger mit Tonmergel
187,30 m ü. NN
187,00 m
185,50 m
186,00 m
58,07
70 m
60 m
50 m
40 m
30 m
20 m
10 m

Abb. 4

A_1	3 cm	schwärzlichbrauner, humoser sandiger Lehm mit zahlreichen Wurzeln.
A_2	4 cm	grauvioletter, gebleichter sandiger Lehm, gut durchwurzelt, mit Wurmröhren und scharfer, senkrecht prismatischer Struktur.
GB	33 cm	rostig gelber sandiger Ton mit grauweißen Flecken, leuchtend roten Rostflecken und schwarzen Manganflecken, Nadelstichporen, Wurmröhren, Gras-, Kräuter- und Baumwurzeln, senkrecht prismatischer Struktur, dunkelbraunem Humusbelag auf den Spaltflächen, dunkelbraunem, verhärtetem Humusbelag auf den abgestorbenen Baumwurzeln.
C		rostig gelber Tonmergel mit Kalksteingeröll, stark bröckelig. Schwarzbrauner Überzug der Kluftwandungen.

Der nasse Waldboden — ein günstiger Standort für die Grasvegetation — trägt auf den lichten Stellen des bewaldeten Innenraumes eine reiche Grasflora, in der dichten Buchenschonung dagegen nur eine spärliche Grasdecke und verschiedene Moosarten. Diese Erscheinung ist nicht auf die Bodenbeschaffenheit, sondern auf den Lichtmangel, bedingt durch den dichten Buchenbestand, zurückzuführen. Nach dem Bodenbefund kann man annehmen, daß die Vegetation nicht immer die gleiche wie heute gewesen ist. Aus dem Aussehen des Bodenprofils geht deutlich hervor, daß sich hier in einer früheren Zeit ein gesunder brauner Waldboden entwickelt hat. Dieser Bodentypus entsteht, wie bereits erwähnt, nur unter einer Vegetationsgemeinschaft von Wald mit Grasbodenflora. Das Gras hemmt die Rohhumusbildung bzw. läßt eine solche nicht aufkommen. Der bereits vorhandene Rohhumus wird sogar von einzelnen Grasarten (z. B. *Aira flexuosa*) vernichtet. Je dichter aber der Waldbestand wird, desto spärlicher wachsen die Gräser und ohne schützende Grasflora kommt es stets zur Rohhumusbildung, deren Folgen eine starke Bleichung und schließliche Ortsteinbildung sind. Derartige Bildungen sind aber im engeren Innenraum vom Langelau nirgends vorhanden. Hier haben sich aus kaum bis schwach gebleichten braunen Waldböden direkt die schwach gebleichten nassen Waldböden entwickelt. Das Bodenprofil läßt deutlich erkennen, daß nach einer Degradation der braunen Waldböden zu den nassen Waldböden eine Regradation stattgefunden hat. Dieser Vorgang hat anscheinend längere Zeit angedauert. Erkennbar ist dieser Bodenbildungsprozeß an warmbraunen Humusflecken und -überzügen der Spaltflächen im ganzen Bodenprofil. Wie eingangs beschrieben wurde, kommt es bei einer Degradation niemals zur Ausbildung der humosen braunen Flecke, weder in einem Horizont noch im ganzen Profil. Eine Regradation entsteht aber nur bei einem Vegetationswechsel oder auf Grund künstlicher Maßnahmen (etwa umpflügen), die noch nach langen Zeiträumen im Boden deutlich erkennbar sind. Da die Merkmale derartiger künstlicher Maßnahmen hier nicht angetroffen wurden, kann eine Regradation nur durch einen Vegetationswechsel hervorgerufen worden sein. Ein Vegetationswechsel kann entweder durch eine Klimaänderung oder auf künstlichem Wege erfolgen. Der Vegetationswechsel durch eine etwaige Klimaänderung wirkt sich immer auf große Flächen aus. Da aber in der ganzen Senne eine derartige Erscheinung nicht zu beobachten ist, muß angenommen werden, daß die Regradation im Innenraum nur durch

einen künstlichen Vegetationswechsel hervorgerufen worden ist. Eine etwaige Beackerung kommt überhaupt nicht in Betracht (keine Anzeichen im Bodenprofil), sondern nur eine Rodung des Waldes und eine Grünflächenanlage. Vergleicht man nun die Flächen, die früher von Wald bestanden waren und die heute, nachweislich seit langen Zeiten, als Grünland genutzt werden mit den nassen Waldböden im Langelau, so erkennt man, daß beiden Böden eine durch starke Regradation hervorgerufene Fleckbildung gemeinsam ist. Die Nutzung des engeren Innenraums von Langelau als Grünland hat anscheinend sehr lange gedauert. Auf Grund des Bodenprofils kann man sogar annehmen, daß es zu einer Ausbildung eines braunen Waldbodens auf dem Regradationswege gekommen war. Ein Wechsel der Vegetation hat in späterer Zeit erneut stattgefunden. Es erfolgte eine Bewaldung der Rasenfläche und damit eine neue Degradation des Bodens. Auch dieser Vorgang ist im Bodenprofil an der Verfahlung der braunen Flecke deutlich erkennbar. Die natürliche Ansiedlung des Waldes ist jedoch langsam vor sich gegangen und die günstige Wirkung der Grasvegetation wurde erst bei einer dichten Bewaldung unterdrückt. Zieht man diese Merkmale weitgehend in Betracht, so kann man, auf Grund des Bodenbefundes annehmen, daß der zweite Vegetationswechsel sich im günstigsten Falle etwa 1000 Jahre nach unserer Zeitrechnung vollzogen hat. Es ist sogar sehr gut möglich und auf Grund des Bodenprofils anzunehmen, daß der Anfang der zweiten Bewaldung in eine noch jüngere Zeit zu verlegen ist.

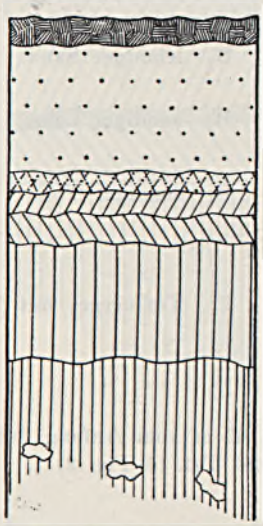


Abb. 5. Bodenprofil aus dem Graben 1, 20 m vom Anfang des Grabens (s. auch Taf. 15, Fig. 1)

Verfolgt man nun den Graben 1 weiter nach Westen, so trifft man auf einen fast übergangslosen Bodentypenwechsel: Der schwach gebleichte nasse Waldboden geht in einen stark gebleichten braunen Waldboden über, der durch das Bodenwasser verändert, und auf stark sandigem Ton über

sandigen Ton über Tonmergel mit Kalksteingeröll im Untergrund entwickelt ist. Der Bleichhorizont hat hier eine Mächtigkeit von 15 cm und ist stark versandet. Ein derartiger Übergang ist unter natürlichen Verhältnissen überhaupt nicht möglich. Diese Erscheinung besagt einmal, daß sich früher braune Waldböden auch im Kern vom Langelau befunden haben und zum anderen, daß man es hier mit einer Grenze der früheren Vegetationsgemeinschaft zu tun hat. Verfolgt man den Graben 1 noch weiter nach Westen, so werden die Merkmale der Auswaschung, Bleichung und Auslaugung des

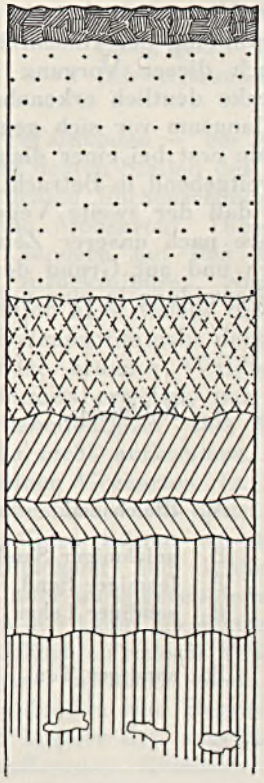


Abb. 6. Bodenprofil aus dem Graben 1, 40 m vom Anfang des Grabens (s. auch Abb. 4, S. 155 und Taf. 15, Fig. 2)

Bodens noch viel deutlicher. An den 3 m breiten, stark gebleichten, braunen Waldboden schließt sich ein stark gebleichter rostfarbener Waldboden an (s. Abb. 5, S. 157). Die Bleichung und die Versandung nimmt nach Westen erheblich zu. Die Bleichschicht wird in der Nähe des Walles etwa 40 cm, die Sandschicht etwa 60 cm mächtig (s. Abb. 6, S. 158). Die Rohhumusschicht hat in der Breite der stark gebleichten braunen und rostfarbenen Waldböden eine Mächtigkeit von etwa 15 bis 20 cm. Unter dem Wall ist die Rohhumusschicht dagegen nur 4 cm und der Bleichsand 12 cm mächtig (s. Abb. 7,

S. 159). Die Sandschicht außerhalb der Umwallung erreicht sogar eine Stärke von 120 cm und die Rohhumusbildung wird 30 cm mächtig. Die beiden Schichten werden im Westen noch mächtiger. Wie bereits erwähnt, bildet der Tonmergel mit Kalksteingeröll im ganzen Lau und außerhalb im Westen, Osten und Süden (kleinere und größere Gebiete) den Untergrund. Der darüberliegende sandige Lehm und sandige Ton tritt auf einer ziemlich großen ovalen Fläche des Innenraumes vom Langelau zutage. Nach den Rändern zu nimmt die Versandung sehr schnell zu und die starke Bleichung, die mit der Versandung Hand in Hand geht, setzt schlagartig ein. Diese Erscheinung ist besonders auffällig in der westlichen und südlichen Hälfte vom Langelau. Im Norden und im Osten ist eine Übersandung durch die Düne erfolgt. Man könnte wohl annehmen, daß eine Versandung z. T. auf die Sandwehen in der Senne zurückzuführen ist. Es bleibt jedoch dann die Frage offen, warum der Innenraum von dieser Versandung verschont geblieben ist und nur die äußeren 35 m überweht wurden. Um die Ursachen einer derartigen Bildung aufzuklären, hat eine genaueste Untersuchung der Profile der Grabenwandungen stattgefunden; und anschließend wurden vergleichende Studien angestellt.

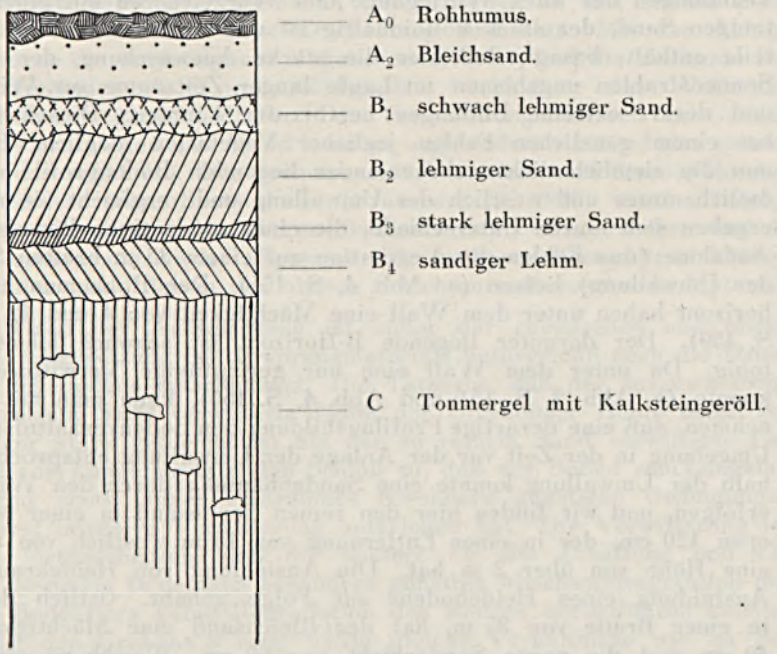


Abb. 7. Bodenprofil aus dem Graben 1, unter dem Wall (s. auch Abb. 2 und 4, S. 151 und 155)

Es ergab sich, daß hier neben einer leichten Sandüberwehung (eine starke Sandanhäufung konnte nicht stattfinden, da die Umwallung dieses zum größten Teil verhinderte) eine außerordentlich starke Verwitterung stattgefunden

hat. Der Bodenbefund spricht aber gegen eine normale Verwitterung unter einer Vegetationsgemeinschaft. (Hartmann weist nach, daß das Eingreifen des Menschen in die natürliche Entwicklung der Vegetation eine Rückwirkung auf das Bodenprofil nach sich zieht; die nach der künstlichen Vegetationsänderung im Laufe langer Zeiträume entstandenen Bodenprofile sind mit den Profilen, die unter natürlicher Vegetationsgemeinschaft entstanden sind, nicht identisch [Hartmann, F. K., Über die Auswertung von Bodenuntersuchungen für die forstliche Praxis, 1936]). Der Sand in der oberen Schicht des Grabens ist z. T. sehr schwach, z. T. schwach und z. T. stark lehmig oder tonig. Es treten breite Streifen, kleinere und größere Nesterbildungen von verdichtetem tonigem Sand auf, der viel Kolloide und braunen, umgelagerten Humus aufweist. Die Krümelung ist scharfkantig, die Spaltflächen der Krümel sind mit dunkelbraunem Humus überzogen. Die hellrötlichen und weißen Flecke treten auch hier als ein Zeichen des Bodenwassereinflusses mehr oder minder deutlich und zahlreich auf. Dieses alles sind Merkmale eines nassen Waldbodens, der aus einem braunen Waldboden hervorgegangen war und der sich später in einen rostfarbenen Waldboden umwandelte. Die starke und tiefgründige Bleichung des Bodens und der Überzug der abgestorbenen Wurzeln der Bäume, der Sträucher und der Kräuter und die Auskleidung der Wandungen der alten Wurmgänge und Wurzelröhren mit einem verfestigten, tonigen Sand, der stark kolloidhaltig ist und reichlich braune Humusbestandteile enthält, besagt, daß hier die starke Auswaschung, der Wind und die Sonnenstrahlen ungehemmt im Laufe langer Zeiträume zur Wirkung kommen und derart extreme Bildungen hervorrufen konnten. Dieses ist jedoch nur bei einem gänzlichen Fehlen jeglicher Vegetation möglich. Betrachtet man nun die ziemlich dicht nebeneinander liegenden Bodenprofile des Grabens 1 östlich, unter und westlich der Umwallung und vergleicht sie miteinander, so ergeben sich starke Unterschiede, die einen eindeutigen Beweis für die obige Annahme (das Fehlen der Vegetation auf einem 35 m breiten Streifen östlich der Umwallung) liefern (s. Abb. 4, S. 155). Der Rohhumus und der Bleichhorizont haben unter dem Wall eine Mächtigkeit von 4 und 12 cm (s. Abb. 7, S. 159). Der darunter liegende B-Horizont ist schwach lehmig, lehmig und tonig. Da unter dem Wall eine nur geringfügige Verwitterung stattfinden konnte (s. Abb. 2, S. 151 und Abb. 4, S. 155), kann man mit Sicherheit annehmen, daß eine derartige Profilausbildung den Bodenverhältnissen der näheren Umgebung in der Zeit vor der Anlage der Umwallung entsprochen hat. Außerhalb der Umwallung konnte eine Sandanhäufung durch den Wind ungehindert erfolgen, und wir finden hier den reinen Sennesand in einer Mächtigkeit von etwa 120 cm, der in einer Entfernung von 15 m westlich von der Umwallung eine Höhe von über 2 m hat. Die Ansiedlung von Heidekraut hat hier die Ausbildung eines Heidebodens zur Folge gehabt. Östlich der Umwallung, in einer Breite von 35 m, hat der Bleichsand eine Mächtigkeit von 30 bis 40 cm und die ganze Sandschicht von 60 cm. Bleichhorizonte von etwa 30 bis 40 cm Mächtigkeit haben nur Bodenprofile von Heideböden und stark gebleichten rostfarbenen Waldböden mit schwarzen und rostbraunen Ortsteinbänken. In unserem Falle ist wohl eine leicht verfestigte, schmale Schicht von bräunlicher Färbung vorhanden, jedoch zur Ausbildung einer Ortsteinbank, wie man dieses auf Grund der Mächtigkeit des A_2-Horizontes und der Intensität der Bleichung erwarten müßte, ist es nicht gekommen. Demnach hat hier nicht eine humussaure Verwitterung, sondern eine sehr intensive

Auswaschung stattgefunden. Das Fehlen der humussauren Verwitterung besagt, daß dieser Boden während langer Zeiträume ohne Vegetationsdecke gelegen hat. Ein Vergleich des stark gebleichten Bodens im Innenraum von Langelau mit gleichen oder ähnlichen stark gebleichten Böden in der Lüneburger Heide usw. (Stremme, H., 1926, v. Hoyningen-Huene, P. F., 1930, Sellke, M., 1935, Mückenhausen, E., 1936) ergaben nicht die gleiche Profilausbildung [4]). Bei allen Böden mit einer derartigen Bleichung sind Ortsteinbänke vorhanden.

Die gleichen Beobachtungen wie beim Profil des Grabens 1 wurden sowohl im Norden als auch im Osten von Langelau gemacht. Auch hier tritt unter jüngeren Ablagerungen von Dünensand das oben beschriebene Profil auf. Da hier der stark gebleichte Streifen des Bodens bis an den Fuß des Dünenzuges reichte, wurde er durch den abgeschlämmten Sand überdeckt.

Gelegentlich der Arbeiten des Verfassers für eine bodenkundliche Übersichtskarte von Deutschland (v. Hoyningen-Huene, P. F., 1929—1936 und Stremme, H., 1936) waren ihm bereits die gleichen Verhältnisse auf den alten Exerzierplätzen aufgefallen, wenn auch die Erscheinungen nicht derart extrem ausgebildet waren, wie es im Langelau der Fall ist. Zum Beispiel ist im Gebiet der Golzheimer Heide bei Düsseldorf, auf dem alten Exerzierplatz, der Lehm der Niederterrasse des Rheins an vielen Stellen zu fast reinem Sand verwittert. Die Ursachen für diese Erscheinung sind klar. Mit der Anlage des Platzes wurde die ursprüngliche Vegetation zerstört, und die dauernde Benutzung des Geländes als Truppenübungsplatz verhinderte das Wachstum einer schützenden Vegetationsdecke. Die Verwitterungsfaktoren in Gestalt von Sonne, Niederschlägen und Wind konnten ungehindert während des ganzen Jahres den Boden angreifen. Die Sesquioxyde (Aluminium und Eisen), Humuskolloide und andere feine Bestandteile (Stremme, H., 1926) wurden beweglicher, nach und nach aus den oberen Bodenschichten ausgewaschen und in dem tieferen Untergrund wieder abgesetzt. Die gröberen Bestandteile blieben zurück und bilden heute das in den oberen Schichten vorherrschende Material.

Für den Grad der Auswaschung ist außer der chemischen und physikalischen Zusammensetzung des Ursprungmaterials naturgemäß auch die Dauer der Freilage des Bodens entscheidend. Die Tatsache, daß der ausgewaschene und fast zu reinem Sand verwitterte Lehm der Golzheimer Heide heute bedeutend weniger stark gebleicht ist als der zu reinem Sand verwitterte Geschiebemergel vom Langelau, läßt den Schluß zu, daß der Boden vom Langelau einmal während eines langen Zeitraumes besonders günstigen Bedingungen für eine äußerst intensive Verwitterung unterlegen hat. Die Verwitterung ist hier so weit fortgeschritten, daß die spätere für die Erhaltung und Erzielung eines gesunden Bodentyps besonders günstige Mischwaldvegetation mit einer reichen Bodenflora keine Regradation des Bodens herbeiführen konnte.

Das Profil des Grabens 3 zeigt völlig gleiche Verhältnisse wie im Bereich der östlichen 10 m des Grabens 1. Auch hier handelt es sich um den

4) Hartmann weist nach, daß die Waldverwüstung, die dauernde Streunutzung, der Holzartenwechsel, die ständig wiederkehrenden oder lange währenden Verhagerungen jeder Art u. a. m., gänzlich andersgeartete Bodenprofile als die unter der natürlichen Vegetation entstandenen bedingen (Hartmann, F. K.: Zur Durchführung des Bodenschätzungsgesetzes vom 16. Oktober 1934 in der Forstwirtschaft, 1936).

Typus des schwach gebleichten nassen Waldbodens auf sandigem Lehm und sandigem Ton über Tonmergel mit Kalksteingeröll im Untergrund. Die im ganzen Innenraum von Langelau vorgenommenen Aufgrabungen und Bohrungen ergaben das gleiche Bild.

Im Graben 2 liegen die Bodenverhältnisse wie folgt: Das Bodenprofil zeigt deutlich, daß hier zwei bodenbildende Prozesse nebeneinander und nacheinander wirksam waren. Wir haben es hier mit einem doppelten Profil zu tun, welches durch die Überdünung zustande gekommen ist. Der heutige Untergrund, der in einer früheren Zeit die Bodenoberfläche bildete, zeigt im Prinzip die gleichen Merkmale einer mangelnden Vegetationsdecke, wie dieses bereits bei der Beschreibung der westlichen 35 m des Grabens 1 dargestellt wurde. Wenn die Verwitterung im Graben 3 nicht so intensiv erfolgt ist wie dort, so ist das darauf zurückzuführen, daß, wie bereits erwähnt, von der unmittelbar nördlich vorgelagerten Düne dauernd eine mehr oder minder große Menge sandigen Materials durch Abschlämmung und Wind aufgetragen wurde. Naturgemäß nimmt die Mächtigkeit der Sanddecke nach der Düne hin zu bzw. nach dem Innenraum vom Langelau ab.

Die heutige Vegetation vom Königslau ist vorwiegend Nadelwald, der aus Fichten mit geringer Beimengung von Kiefer, Weymuthskiefer, Lärche und Birke besteht. Die Bodenflora ist ziemlich dürftig, nur vereinzelte Gräser, etwas Beerkraut und Moose bilden den Bodenüberzug. Das Vorherrschen der Fichte läßt auf Bodenfeuchtigkeit schließen. Ein Grund für das fast gänzliche Fehlen der Laubhölzer ist nicht in den Bodenverhältnissen zu suchen, der Standort bietet vielmehr den verschiedensten Laubholzarten günstige Wachstumsbedingungen. Es ist daher mit Sicherheit anzunehmen, daß die ursprüngliche Vegetation aus Laubwald mit guter Grasflora bestanden hat.

Die bodenkundlichen Verhältnisse des Innenraums vom Königslau weichen z. T. von denen im Langelau ab. Hier tritt fast durchweg der stark gebleichte rostfarbene Waldboden auf anlehmigem Sand bis Sand mit lehmigem und tonigem Sand über sandigem Ton und Tonmergel mit Kalksteinschottern im Untergrund auf. Nur kleinere Flächen im westlichen Teil sind als Heideböden auf Sand mit schwarzem und rotbraunem Ortstein ausgebildet. Die Sanddecke über dem Tonmergel schwankt zwischen 40—70 cm. Die Versandung der oberen Bodenschicht ist, wie im Langelau, z. T. auf die Verwitterung des Ausgangsgesteins, z. T. auf die Einwehungen und Aufwehungen des Sennesandes zurückzuführen. Die geringste Versandung zeigt naturgemäß jene kleine, etwa in der Mitte gelegene Fläche, die durch einen besonderen Wall umfriedet ist. Hier ist die Versandung im Höchstfalle 40 cm mächtig.

Die Bleichung des A_2-Horizontes ist nicht so intensiv erfolgt, wie dies in dem 35 m breiten Streifen im Langelau der Fall ist. Die Bleichhorizonte im Innenraum vom Königslau und unter den Umwallungen weisen einige Unterschiede auf. Diese Erscheinung ist darauf zurückzuführen, daß auch hier die Wälle den darunterliegenden Boden vor einer weiteren intensiveren Verwitterung geschützt haben. Die Bleichungshorizonte sind mehr ausgeglichen und zeigen keine starken Abweichungen. Die Mächtigkeit der Bleichhorizonte innerhalb der Umwallungen ist um etwa 5 cm größer als unter den Wällen. Auch die rostfarbenen Waldböden im Innenraum vom Königslau zeigen Regradationserscheinungen, ein Merkmal, welches auf eine frühere Laubholz- und Gras-

vegetation schließen läßt. Der Bodenbefund weist darauf hin, daß der Königslau vor seiner Umwallung durch die Sandwehen stark in Mitleidenschaft gezogen wurde. Diese Tatsache findet ihre Erklärung in der Lage vom Königslau: Im Gegensatz zum Langelau, der durch den Lindelau vor Sandwehen geschützt wurde, liegt der Königslau in der Nähe der Sennetrift. Irgendeinen Schutz hatte der Königslau nicht. Eine Sandüberwehung konnte daher ziemlich ungehindert erfolgen. Nur die an Ort und Stelle wachsende Vegetation wirkte hemmend. Es treten daher im Norden, Westen und z. T. im Süden mehr oder minder große Dünenbildungen auf. Sogar im Innenraum vom Königslau befindet sich eine längliche Düne, die ebenfalls nur vor der Anlage der Wälle entstehen konnte.

Unter der Bleichschicht befindet sich ein verdichteter Orterdehorizont. Seine Ausbildung unter den Wällen ist sogar etwas intensiver als bei den Profilen im Innenraum erfolgt. Regradationserscheinungen im Bodenprofil unter der äußeren Umwallung sind im Gegensatz zum Innenraum nicht zu verzeichnen. Auch diese Tatsachen deuten darauf hin, daß der Königslau in einer früheren Zeit einen Laubwald getragen hat. Besonders müßte noch die kleine umwallte Fläche innerhalb vom Königslau in bezug auf ihre Bodenbeschaffenheit besprochen werden. Nur zum Teil treten hier gebleichte rostfarbene Waldböden auf. Diese zeigen aber starke Regradationserscheinungen. Man könnte sie deshalb als regradierte braune Waldböden mit einer mäßigen Bleichung bezeichnen. Zum Teil trifft man auf dieser Fläche mäßig gebleichte nasse und braune Waldböden. Gleichzeitig mit der Regradation zeigen sämtliche Bodenprofile eine Degradation. Verfolgt man nun einzelne Merkmale der Bodenbildung im ganzen Profil, so muß man feststellen, daß der über dem Tonmergel liegende sandige Ton die Merkmale des nassen Waldbodens trägt. Da dieser Bodentypus nur aus einem braunen Waldboden sich entwickeln konnte, haben wir das erste Degradationsstadium vor uns: Der Tonmergel des Oberen Turons verwitterte zu einem sandigen Ton, und es hat sich ein brauner Waldboden herausgebildet, der infolge der Auswaschung, Auslaugung und inneren Wasserstauung sich in einen nassen Waldboden verwandelte. Diese Degradation erfolgte erst unter einer Vegetationsgemeinschaft von Wald und Gras. Der dichte Waldbestand unterdrückte die Grasflora, und die spätere Degradation erfolgte nunmehr unter fast reinem Baumbestand. Durch den Rohhumus, dessen Entwicklung nur bei Abwesenheit von Grasvegetation erfolgen konnte, entstand eine humussaure Ausbleichung und damit die Bildung eines gebleichten rostfarbenen Waldbodens.

Die braunen Humusflecke und -streifen im ganzen Profil besagen, daß eine Regradation stattgefunden hat. Diese konnte jedoch, wie gesagt, nur bei einem Wechsel der Vegetationsgemeinschaft erfolgen. Eine Regradation des nassen oder rostfarbenen Waldbodens zu einem braunen Waldboden kann, abgesehen durch Drainage und Beackerung, nur durch eine reiche Grasvegetation, deren Voraussetzung ein lichter Baumbestand ist, stattfinden. Ein lichter Waldbestand kann jedoch während längerer Zeitläufte auf diesem für eine Waldvegetation durchaus günstigen Boden nicht in diesem Zustande verbleiben, sondern wird naturgemäß dichter werden und die Grasflora unterdrücken. Also muß angenommen werden, daß der Waldbestand künstlich stark gelichtet und in diesem Zustand ebenfalls künstlich über lange Zeiträume erhalten wurde.

Ein Teil der braunen Flecke und Streifen zeigt eine Verfahlung und der A_2-Horizont eine erneute intensivere Bleichung im oberen Teil, so daß man den Bleichhorizont eigentlich in zwei Horizonte teilen könnte, und zwar in den jetzigen A_2-Horizont und in den alten Bleichhorizont mit schwachen Merkmalen einer vor langer Zeit stattgefundenen Regradation, die noch immer auf Grund dunklerer humoser Flecke erkennbar ist.

Aus den obigen Ausführungen geht hervor, daß der Boden vom Königslau eine Degradation, eine Regradation und eine erneute Degradation, die noch immer anhält, durchgemacht hat. Die Regradation hat wohl unter Mitwirkung des Menschen stattgefunden, der hier durch die Anlage der Umwallung und der Park- oder Graslandschaft einen besonderen Zweck verfolgt haben muß.

c) Erhöhungen innerhalb der Laue

An Erhöhungen innerhalb der Laue ist zunächst der im Nordwesten vom Langelau befindliche kleine Hügel zu erwähnen. Der Hügel hat eine Höhe von etwa 110 cm und einen Durchmesser von etwa 10 m. Das Bodenmaterial ist Sand, dessen Profil die Merkmale eines stark gebleichten rostfarbenen Waldbodens zeigt.

Profil

A_0	3 cm	Rohhumus und Blattauflage.
A_2	30 cm	violettgrauer, gebleichter, z. T. verdichteter Sand. Mäßige Durchwurzelung.
B_1	5 cm	dunkelbraune, unregelmäßig verlaufende, ziemlich feste, humose, sandige Orterde.
B_2	67 cm	hellgelber Sand, gut durchwurzelt, ungeschichtet, mit einzelnen mehr oder minder großen ovalen Flecken und Streifen, die grau gefärbt sind.

Ungestörte Schicht unter dem Hügel.

A	8 cm	schwärzlichgrauer, stark sandiger Lehm, gut humos.
GB	14 cm	marmorierter (weiß-grau-braunrot) sandiger Ton mit zahlreichen dunklen Streifen, die aus ziemlich reinem Humus bestehen und aus dünnen Wurzeln entstanden sind, mit einzelnen größeren und kleineren Baumwurzeln.
C		grauer Tonmergel mit Kalksteingeröll.

Aus dem Bodenprofil ist abzuleiten, daß es sich hier nicht um eine natürliche Dünenbildung, sondern um eine künstliche Aufschüttung handelt. Wäre der Hügel natürlich und gleichzeitig mit den Dünen der nahen Umgebung entstanden, so müßte auch er einen starken Ortsteinhorizont enthalten, wie er sich im Profil der nördlich vorgelagerten ungestörten Düne befindet. Wäre er anderseits in einer späteren Zeit aus Sennesand zusammengeweht, so würde er sich fraglos bis auf seine Tonmergelbasis aus mehr oder minder verfahlten Sennesanden aufbauen. Für eine künstliche Aufschüttung des Hügels sprechen die fahlgrauen Flecke im sonst homogenen gelben Sand. Eine derartige Fleckbildung kann niemals bei der Bodenbildung entstehen. Außerdem ist die Form des Hügels unnatürlich. Der Hügel war früher naturgemäß höher und hatte eine ziemlich runde Form und kleineren Durchmesser. Regen- und Schmelzwasser schlämmten die oberen Bodenschichten

ab und ließen so die heutige Form des Hügels, die ebenfalls noch ziemlich rund ist, entstehen. Der gelbe Sand findet sich an den Rändern des Hügels nicht mehr; hier liegt der abgeschlämmte Bleichsand direkt auf der obersten Verwitterungsschicht des Tonmergels.

Die Ausbildung des Bodenprofils weist ferner darauf hin, daß der Hügel vor seiner heutigen Bewaldung mit Laubholz (Fagus) und einer spärlichen Süßgrasvegetation als Bodenüberzug während eines längeren Zeitraumes keine nennenswerte Schutzdecke getragen hat. Die Ausbildung eines stark gebleichten rostfarbenen Waldbodens mit einer Orterdeschicht kommt erfahrungsgemäß unter den herrschenden Boden- und Klimaverhältnissen bei einer Laubwald- und Grasgemeinschaft nicht zur Ausbildung.

Das Bodenprofil unter dem Hügel trägt sämtliche Merkmale eines nassen Waldbodens mit starken Regradationserscheinungen durch eine üppige Grasvegetation. Der humose A-Horizont ohne eine ausgesprochene Bleichung und die braunen humosen Flecke und Streifen im GB-Horizont sind die typischen Merkmale einer Regradation durch Grasflora. Auf Grund dieses Bodenprofils kann daher mit Sicherheit angenommen werden, daß der Innenraum vom Langelau in der Zeit vor der Errichtung des Hügels eine Grünlandfläche ohne Baumbestand gewesen war. Da aber die Ausbildung eines nassen Waldbodens nur unter einem Waldbestand erfolgen konnte, mußte also der Wald künstlich entfernt und ferngehalten und eine Rasenfläche ebenfalls künstlich angelegt worden sein. Um eine Regradation hervorzurufen, bedarf es, wie bereits mehrere Male erwähnt wurde, langer Zeiträume. Diese Regradationsmerkmale sind unter dem Hügel vorhanden; demnach wurde der Innenraum vom Langelau noch vor der Errichtung des Hügels lange Zeit als eine Rasenfläche genutzt. Erst später wurde der Hügel aus irgendeinem Grunde errichtet und ebenfalls lange Zeit unbewaldet gelassen, wie dieses oben näher erläutert wurde. Welchem Zweck dieser Hügel gedient haben mag, wird später im Zusammenhange mit dem Zweck der ganzen Anlagen besprochen werden.

Bei der Erhöhung im Inneren des Königslau handelt es sich fraglos um eine natürliche Dünenbildung, wie dieses bereits kurz angedeutet wurde. Die Sande sind im Zuge der vorherrschenden Windrichtung aufgeweht. Das Profil trägt die Merkmale eines stark gebleichten rostfarbenen Waldbodens auf Sand. Der Rohhumus ist etwa 5 cm, die Bleichschicht etwa 30 cm und der darunterliegende B_1-Horizont etwa 15 cm mächtig. Unter dem ortsteinartig verfestigten B_1-Horizont liegt der gelbe Dünensand. Die Sandaufschüttung ist über 2,5 m mächtig. Die Bleichung und die ortsteinartige Schicht zeigen keine für die alten Dünen typische Ausbildung. Es hat hier anscheinend ein Faktor mitgewirkt, der eine normale Entstehung eines Bodenprofils verhindert hat. Hätte auf der Düne auch in einer früheren Zeit Nadelholzvegetation gestanden, so hätte der Rohhumus eine viel intensivere Bleichung und eine ausgesprochene Ortsteinbildung bewirkt. Dieses ist hier, wie bereits gesagt, nicht der Fall. Der Bodenbefund deutet darauf hin, daß auch hier, wie im ganzen Königslau, eine Vegetationsgemeinschaft von Laubwald und Gras gestanden haben muß, die den für sie typischen Standort ausgebildet haben. Ferner geht aus dem Bodenprofil deutlich hervor, daß die Bleichung und die Orterde sich erst in jüngerer Zeit gebildet haben, nachdem der Laubwald dem Nadelwald gewichen ist und mit ihm die Grasvegetation einem Bodenüberzug aus Beerkraut und Moosen Platz gemacht hat.

Der Dünengürtel im Norden und Osten von Langelau (s. Taf. 14, Fig. 2) zeigt — vom Lau aus gesehen — an seiner Innen- und Außenseite gänzlich verschiedene Bodenprofile.



A_0 12 cm Rohhumus.

A_2 53 cm grau-violetter Sand, sehr stark gebleicht.

B_1 8 cm schwarzer Humusortstein, der fingerartig in den Untergrund greift.

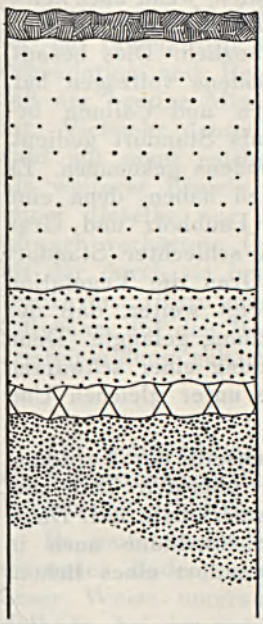
B_2 18 cm rostfarbener Ortstein.

B_3 rostfarbener Sand mit schwarzer, verfestigter Bänderung.

Abb. 8. Bodenprofil auf der Außenseite der Norddüne vom Langelau

Die mächtige Ortsteinbildung im Profil der Außenseite und die intensive Bleichung des A_2-Horizontes (s. Abb. 8, S. 166) besagen, daß sich hier eine ungestörte Bodenbildung vollzogen hat, die das letzte Stadium der Degradation, nämlich die Entstehung eines Heidebodens, bewirkte. Derartige Bodenprofile finden sich stets in den alten Dünenbildungen und können daher als charakteristisch angesprochen werden (s. auch Sellke, M., 1935 und Mückenhausen, E., 1936). Das abweichende Aussehen des auf dem Dünensand der

Innenseite entstandenen Bodenprofils (s. Abb. 9, S. 167) deutet darauf hin, daß hier eine Vegetationsgemeinschaft war oder vielmehr ist, die eine Degradation des Bodens hemmt und eine Ortsteinbildung z. T. verhindert. Ein derart abweichendes Bild zeigen auch der kleine Hügel im Innenraum vom Langelau und die Düne vom Königslau.



A_0 5 cm Rohhumus.

A_2 48 cm grau-violetter Bleichsand mit leichter bräunlicher Färbung, die nach der Tiefe zunimmt.

18 cm gebleichter braun - grauer Sand, schwach verdichtet.

B_1 6 cm schwach verfestigte braune Orterde.

B_2 brauner, schwach humoser Sand, mit dunklen braunen Flecken (Zeichen einer früher stattgefundenen Regradation.

Abb. 9. Bodenprofil auf der Innenseite der Norddüne vom Langelau

Die heutige Vegetation auf der Innenseite der Düne ist Buchen-Kiefern-Mischwald mit Gras. Die Merkmale einer Regradation sind sehr deutlich ausgebildet. Der Bodenbefund deutet darauf hin, daß die frühere Vegetation auf der Innenseite der Norddüne vom Langelau fraglos aus einer Gemeinschaft von Laubholz und Gras bestanden hat. Der Baumbestand mußte sehr licht und die Grasdecke sehr üppig gewesen sein, da die Regradation sehr weit fortgeschritten war.

Vergleicht man nun die drei Bodenprofile: 1. kleiner Hügel im Innenraum vom Langelau, 2. Düne im Innenraum vom Königslau und 3. Innenseite der Norddüne vom Langelau miteinander, so erhalten wir ein deutliches Bild über ihre frühere Bewachsung.

Wie wir gesehen haben, ist die Entstehung des kleinen Hügels auf einem künstlichen Wege erfolgt. Stark gebleichter rostfarbener Waldboden mit Orterde ist zur Ausbildung gelangt. Eine Regradation ist nicht vorhanden. Wäre hier ein Nadelwald gewesen, so hätte naturgemäß ein gleiches Bodenprofil wie auf der Außenseite der Norddüne, also Heideboden, entstehen müssen. Andererseits hätte eine dichte Rasenfläche oder eine Gemeinschaft von Laubholz und Gras eine Regradation bzw. die Entwicklung eines braunen Waldbodens hervorgerufen. Dieses ist jedoch nicht der Fall. Demnach muß

angenommen werden, daß, da der Hügel künstlich angelegt ist, er längere Zeit entweder ohne oder nur unter einer dürftigen Vegetation gelegen hat, und daß schon zu der Zeit eine Profilausbildung des rostfarbenen Waldbodens stattgefunden hatte.

Die Königslaudüne weist ebenfalls das Profil eines stark gebleichten rostfarbenen Waldbodens auf. Eine Regradation hat stattgefunden, wenn auch keine starke. Die Merkmale der Regradation sind nur oberhalb und in der Orterdeschicht vorhanden, unter der Orterdeschicht fehlen sie gänzlich. Dies besagt, daß sich zuerst die Bildung eines rostfarbenen Waldbodens vollzogen hat. Der damaligen Vegetation, die anscheinend aus Kiefern und Calluna bestanden hat, hat die Düne nicht über lange Zeiträume als Standort gedient, denn sonst wäre es fraglos zur Ausbildung eines Heidebodens gekommen. Es muß hier also ein Wechsel der Vegetation stattgefunden haben, denn eine Regradation konnte nur unter einer Gemeinschaft von Laubholz und Gras oder reiner Grasflora erfolgen. Da der Dünensand ein schlechter Standort für Gräser ist, konnte nur ein lichter Laubwald mit Gras die Vegetation der Königslaudüne gebildet haben. Der Bodenbefund zeigt weiter, daß der heutige Nadelwald erst in einer späteren Zeit zur Ansiedlung gelangte. Denn es bestehen noch keine Zeichen der beginnenden Ausbildung einer schwarzen Humusorterde, wie es sonst unter einer Rohhumusdecke unter gleichen Umständen stets zu verzeichnen ist.

Der stark gebleichte rostfarbene Waldboden der Innenseite der Norddüne und der Ostdüne vom Langelau weist außer in dem obersten Teil des A_2-Horizontes im ganzen Bodenprofil starke Regradationsmerkmale auf. Diese Erscheinung besagt eindeutig, daß die Innenseite der Norddüne auch in früherer Zeit über sehr lange Zeiträume hinweg der Standort eines lichten Laubwaldes mit einer reichen Grasflora gewesen ist.

B. Bodenprofile im Eckelau und Lindelau

Anschließend seien noch kurz die beiden anfangs erwähnten Laue, Eckelau und Lindelau, beschrieben. Sie liegen in der Nähe vom Königslau und Langelau (s. Abb. 3, S. 137) und lassen unwillkürlich Vergleiche untereinander ziehen. Dabei zeigt sich, daß die Bodenverhältnisse vom Eckelau denen vom Langelau und die Bodenverhältnisse vom Lindelau denen vom Königslau fast gleichzusetzen sind.

Im Eckelau herrscht der Typus des nassen Waldbodens auf sandigem Lehm und sandigem Ton über Tonmergel mit Kalksteingeröll vor. Auch hier haben die Umwallungen die sekundäre Versandung durch den Wind z. T. verhindert. Die heutige Vegetation ist in der Hauptsache reiner Laub- und Mischwald mit einer reichen Grasflora in den lichteren Beständen. Der Bodentypus weist Regradationsmerkmale, braune Flecke, Streifen u. a. m., die z. T. verfahlt sind, auf. Diese Erscheinung besagt, daß nach der Ausbildung des nassen Waldbodens (auf dem Degradationswege) eine gewisse Regradation des Bodens, wohl durch den großen Grasanteil an der Vegetationsgemeinschaft, erfolgte. Auf Grund des Bodenbefundes könnte man sogar annehmen, daß die frühere Bewachsung des größten Teiles vom Eckelau fast aus reiner Grasflora bestanden hat.

Im Lindelau finden wir den Typus eines mäßig bis stark gebleichten rostfarbenen Waldbodens auf Sand über lehmigem Sand, über sandigem Lehm,

über sandigem Ton und Tonmergel mit Kalksteingeröll im Untergrund vor. Von einer eventuellen früheren Umwallung ist fast nichts mehr zu finden. Nur an einigen Stellen sind Anzeichen dafür vorhanden, daß hier früher Wälle gestanden haben könnten. Da jedoch die Untersuchung des Lindelau eine ganz flüchtige war, ist es nicht ausgeschlossen, daß eine eingehende Durchforschung des Bodens Klarheit in dieser Beziehung bringen würde. Die heutige Vegetation vom Lindelau ist Buchen-Kiefern-Mischwald, Beer- und Heidekraut. Da im Bodenprofil deutlich zu erkennen ist, daß ein Wechsel zwischen Degradation und Regradation stattgefunden hat, muß angenommen werden, daß der heutige Mischwald in früherer Zeit nicht den Waldbestand gebildet hat. Vielmehr deutet der Bodenbefund darauf hin, daß reiner, lichter Laubwald mit einer reichen Grasflora die Vegetationsgemeinschaft gebildet hat. Als weiterer Beweis dafür, daß die heutige Vegetation vom Lindelau nicht immer dieselbe war, könnte das gänzliche Fehlen von Ortstein dienen. Nur schwach verhärtete Orterde, als Folge der heutigen Vegetationsgemeinschaft mit der durch sie bedingten starken Rohhumusbildung findet sich im Bodenprofil vor. Hätte eine Vegetationsgemeinschaft wie die heutige, über lange Zeiträume auf den Boden eingewirkt, so wäre es bestimmt zu einer typischen Ortsteinbildung gekommen.

2. Die Pollenanalysen

Zur Nachprüfung der bodenkundlichen Untersuchungsergebnisse wurden nun Pollenanalysen durchgeführt, die auch Klarheit über die Art der früheren Bewachsung schaffen sollten.

Es muß vorausgeschickt werden, daß die für die Pollenanalysen entnommenen Bodenproben z. T. Material (Sand) enthielten, das noch kaum in dieser Weise untersucht worden ist. Es galt deshalb von der bisherigen Methode, bei der nur geringe Bodenmengen zur Untersuchung gelangen (z. B. Potonié, R., 1934), abzugehen, da man sonst zu geringe Pollenzahlen erhalten hätte.

Apotheker Thiergart, der, wie eingangs erwähnt wurde, die Pollenanalysen durchgeführt hat, verarbeitete Bodenmengen von mindestens 250 g und reicherte die Pollen dieser Mengen durch Zentrifugieren auf kleinem Raume an. Nunmehr ergaben sich z. T. Pollenzahlen, die durchaus eine Verwendung gestatteten. Auf einen eventuellen Einwand, daß die in dem besondersartigen Sediment erhaltenen Pollen nur die widerstandsfähigeren sein werden, und daß viele wichtige Waldbaumpollen ausfallen müßten, wodurch sich ein ganz falsches Bild ergeben würde, läßt sich entgegnen, daß die große Zahl der von Thiergart gemachten Pollenanalysen nennenswerte Mengen der verschiedenen Waldbaumpollen enthielten.

Die Bodenproben für die Pollenanalysen wurden in der Hauptsache aus den kulturbeeinflußten Schichten entnommen, da von vornherein angenommen wurde, daß ein ungestörter Rohboden aus Ton, Lehm, Sand u. a. m. Pollen überhaupt nicht enthalten kann. Hierin liegt der grundsätzliche Unterschied zwischen Pollenanalysen aus einem Moor — bei dem jede Schicht einer Analyse unterzogen wird — und solchen aus mineralischen Böden. Eine derartige Bodenprobenentnahme für die Zwecke einer pollenanalytischen Untersuchung hat man ja bisher kaum angewandt. Es war daher vorauszusehen, daß das Bild aus derartigen Bodenproben ein wesentlich anderes sein müßte,

als aus einem sogenannten gewachsenen Boden. Die gewachsenen Böden (Moore, Faulschlamm u. a. m.) enthalten eine große Anzahl von Pollen, die von den einzelnen Schichten festgehalten werden, sich darin ziemlich gleichmäßig verteilen und Aufschluß über die Bewachsung eines großen Landteiles geben. Im Gegensatz hierzu bieten die mineralischen Böden (Sand) keine günstigen Bedingungen für die Erhaltung und Verteilung der Pollen, die hier auch prozentual in viel geringeren Mengen vorhanden sind und zum größten Teil von den an Ort und Stelle gewachsenen Vegetationsarten stammen dürften. Die Pollenanalysen werden in diesem Fall wesentlich das Spiegelbild einer örtlichen Vegetationsgemeinschaft sein; sie dürfen daher auch nur entsprechend ausgewertet werden.

Für die Pollenanalysen wurden Bodenproben aus sämtlichen wichtigen Teilen von Königslau, Langelau, Lindelau, Hügelgräbern, Königsweg, Aschenweg und Fürstenallee entnommen.

Aus dem südlichen und dem nördlichen Hügelgrab des Drei-Hügel-Heiligtums wurden verschiedene Bodenproben entnommen und pollenanalytisch untersucht. Die Untersuchung der Proben ergab, daß die Pollenzahlen aus den oberen und unteren Schichten der Hügelgräber absolut die gleichen waren.

Südliches Hügelgrab des Drei-Hügel-Heiligtums

	absolute Zahl:	in %:
Tilia (Linde)	100	54,6
Alnus (Erle)	43	23,4
Betula (Birke)	22	12,5
Pinus (Kiefer)	11	6,0
Quercus (Eiche)	5	2,6
Ulmus (Ulme)	2	1,0
Zusammen	183	100,1
Corylus (Hasel)	67	36,6
Ericaceen	92	

Der bodenkundliche Befund wird durch die obige Pollenanalyse voll bestätigt. Das gänzliche Fehlen der Faguspollen besagt, daß die Anlage des Hügels in der Zeit vor der Einwanderung der Buche erfolgt sein muß, also etwa 2000 Jahre vor der Zeitrechnung, in der Eichenmischwaldzeit. Bodenkundlich wurde festgestellt, daß der Aufbau der Hügelgräber in der Senne aus Heideplaggen erfolgt ist; die zahlreichen Ericaceenpollen bestätigen auch diesen Befund. Nur die überaus große Anzahl der Tiliapollen bringt ein neues Moment in die Beurteilung der früheren Vegetation. Die in der weiteren Umgebung der Hügelgräber entnommenen Bodenproben haben, wie wir später sehen werden, entweder wenig oder überhaupt keine Lindenpollen enthalten. Es muß daher angenommen werden, daß sich die Hügelgräber in einem Lindenhain befunden haben.

Weitere Bodenproben wurden aus der obersten Schicht des Humusortsteins, der sich unter einem früheren Wall an der Seite des Aschenweges befunden hat (die Reste der Wälle sind nur z. T. vorhanden, s. Abb. 3, S. 137), entnommen.

Humusortstein des Aschenweges

	absolute Zahl:	in %:
Betula	37	38,2
Alnus	25	25,8
Quercus	23	23,7
Tilia	10	10,3
Populus (Pappel)	1	1,0
Ulmus	1	1,0
Zusammen	97	100,0
Corylus	16	16,6
Ericaceen	42	
Gramineen (Gräser)	1	

Das Ergebnis der Pollenanalyse stellt eindeutig fest, daß die Errichtung der Wälle des Aschenweges in der Eichenmischwaldzeit, vor der Einwanderung der Buche erfolgt sein mußte. Auch der Aufbau der Wälle erfolgte aus Heideplaggen, wie man es an den noch vorhandenen Wallresten und auf Grund der Pollenanalyse deutlich erkennt. Die vorgefundenen Tiliapollen besagen, daß die Linde im Waldbestand reichlich vertreten war.

Auch aus den Seitenwällen des Königsweges wurden Bodenproben für die Pollenanalysen entnommen. Da der Königsweg eine Verbindung zwischen dem Königslau und dem Aschenweg darstellt, war eine Ähnlichkeit des Pollenergebnisses mit dem des Aschenweges zu erwarten. Gleichzeitig konnte man annehmen, daß die ungestörten Wälle des Königsweges ein klareres Bild der früheren Bewachsung als die Humusortsteinschicht des befahrenen Aschenweges aufzeigen werden.

Seitenwall des Königsweges

	absolute Zahl:	in %:
Der Wall		
Tilia	65	70,7
Alnus	15	16,3
Betula	4	4,3
Quercus	6	6,5
Pinus	1	1,1
Picea (Fichte)	1	1,1
Zusammen	92	100,0
Corylus	43	46,7
Ericaceen	62	
Unter dem Wall		
Tilia	13	50,0
Quercus	6	23,1
Pinus	4	15,4
Betula	3	11,5
Zusammen	26	100,0
Corylus	12	46,1
Ericaceen	23	

Die obigen Pollenanalysen haben nicht nur die bodenkundlichen Feststellungen voll bestätigt, sondern die Annahme, daß die Hügelgräber sich in einem Lindenhain befunden haben, und daß der Aschenweg und der Königsweg in einer bestimmten Beziehung zu den Hügelgräbern des Drei-Hügel-Heiligtums gestanden hatten, zur Gewißheit werden lassen.

Vollständigkeitshalber wurden auch Bodenproben aus den Wällen der jetzigen Fürstenallee und deren früherer Fortsetzung im Fichtenwalde entnommen.

Westwall der heutigen Fürstenallee

Der Wall	absolute Zahl:	in %:
Quercus	6	60
Pinus	2	20
Betula	1	10
Picea	1	10
Zusammen	10	100
Frühere Oberfläche		
Quercus	17	100

Die Bodenproben für die Pollenanalysen wurden aus der Mitte des Walles der Fürstenallee und aus der früheren Oberfläche direkt unter dem Wall entnommen. Der Aufbau der Wälle erfolgte hier nicht aus Heideplaggen, sondern aus einem mineralischen Bodenmaterial (Sand, Lehm). Dementsprechend finden sich in der Analyse auch keine Ericaceenpollen vor. Der bodenkundliche Befund hatte ergeben, daß die Wälle sehr alt sein müssen. Die Pollenanalyse bestätigt diesen Befund: Weder in dem Wall, noch unter ihm finden sich Faguspollen (Buchen) vor. Als Zeitpunkt der Errichtung der Wälle kann daher auch mindestens die Zeit um 2000 vor unserer Zeitrechnung angenommen werden. Die Wälle der Fürstenallee haben sowohl heute, als auch früher, die gleiche Vegetation, nämlich Eichen, gehabt.

Um nun festzustellen, ob die Wälle der Fortsetzung der Fürstenallee im Fichtenwalde die gleichen Baumarten getragen haben, wie ihr heutiger Verlauf, wurden auch hier aus der Mitte des Walles und aus der früheren Oberfläche direkt unter dem Wall Bodenproben entnommen und pollenanalytisch untersucht.

Südostwall der alten Fürstenallee im Fichtenwalde

Der Wall	absolute Zahl:	in %:
Quercus	50	83,4
Pinus	3	5,0
Alnus	3	5,0
Picea	2	3,3
Betula	2	3,3
Zusammen	60	100,0
Corylus	15	25,0
Ericaceen	18	
Gramineen	14	
Farnsporen	1	

Früher Oberfläche	absolute Zahl:	in %:
Quercus	40	85,1
Betula	3	6,4
Alnus	2	4,25
Pinus	2	4,25
Zusammen	47	100,00
Gramineen	9	
Farnsporen	1	

Das Ergebnis der Analyse beweist, daß die Wälle selbst, wie auch die Umgebung der Fürstenallee, früher von Eichen bestanden waren. Auch hier ist das gänzliche Fehlen der Faguspollen festzustellen. Man kann daher mit Sicherheit annehmen, daß die ganze Fürstenallee lange vor der Zeitrechnung angelegt wurde und erhält damit eine erneute Übereinstimmung mit den bodenkundlichen Feststellungen.

Die Langelauumwallung, mit der die Untersuchungsreihe der Umwallungen begann, wurde nach ihrem Aufbau als oberer und unterer Wall getrennt untersucht. Es wurden an zwei verschiedenen Stellen der Umwallung Bodenproben entnommen, und zwar aus dem oberen und dem unteren Wall und aus jeder Profilschicht je eine Probe.

Westwall von Langelau

Oberer Wall	absolute Zahl:	in %:
Quercus	16	100
Corylus	10	62,5
Ericaceen	36	
Unterer Wall		
Quercus	13	36,1
Alnus	12	33,3
Tilia	11	30,6
Zusammen	36	100,0
Corylus	11	30,6
Ericaceen	81	

Die Betrachtung der Profile der Langelau- und der Königslauumwallungen hatte ergeben, daß sie aus zwei übereinander liegenden Wällen bestehen, von denen der obere, jüngere Wall in der Hauptsache aus Bleichsand aufgebaut und die Plaggen nur zur Seitenbefestigung dienten, dagegen der untere Wall gänzlich aus Heideplaggen errichtet worden war. Vergleichen wir dieses Ergebnis der bodenkundlichen Untersuchung mit dem Pollenbefund, so ergibt das Anwachsen der Ericaceenpollen im unteren Wall ein Übereinstimmen der beiden Resultate.

Wichtig für die Bestimmung des Alters ist wieder das Fehlen der Faguspollen — an Baumpollen wurden nur die Pollen des Eichenmischwaldes festgestellt. Das Vorhandensein von Tiliapollen deutet darauf hin, daß auch in der Nähe des Westwalles von Langelau Linden gestanden haben.

Nachstehend eine graphische Darstellung der Pollenverteilung im nördlichen Teil des Westwalles von Langelau (vgl. Abb. 2, S. 136).

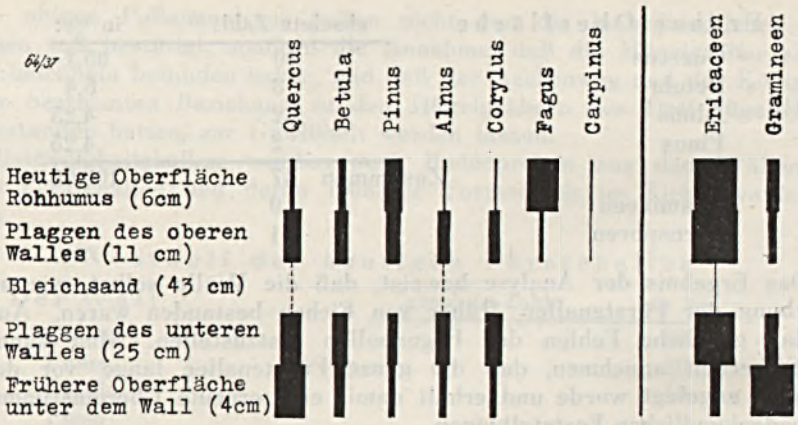


Abb. 10. Graphische Darstellung der Pollenverteilung im Wall

Nördlicher Teil des Westwalles von Langelau
(s. Abb. 10)

Heutige Oberfläche	absolute Zahl:	in %:
Quercus	6	5
Betula	12	10
Pinus	32	26,7
Alnus	2	1,7
Fagus (Rotbuche)	65	54,2
Carpinus (Weißbuche)	3	2,5
Zusammen	120	100,1
Corylus	42	1,7
Ericaceen	44	80
Gramineen	12	20
Plaggen des oberen Walles (oberste Schicht)		
Quercus	16	30
Betula	12	21
Pinus	13	23
Alnus	12	21
Fagus	2	4
Carpinus	1	2
Zusammen	56	101
Corylus	10	18
Ericaceen	52	87
Gramineen	8	13
Bleichsandfüllung des obersten Walles		
Quercus	1	
Alnus	1	
Ericaceen	3	

Plaggen des unteren Walles

	absolute Zahl:	in %:
Quercus	33	36
Betula	25	27
Pinus	12	13
Alnus	22	24
Zusammen	94	100
Corylus	28	30
Ericaceen	76	76
Gramineen	24	24

Frühere Oberfläche unter dem Wall

Quercus	10	56
Betula	4	22
Pinus	2	11
Alnus	2	11
Zusammen	18	100
Corylus	2	11
Ericaceen	6	17
Gramineen	28	83

Die graphische Darstellung der Pollenuntersuchung zeigt die Zunahme von Ericaceenpollen im unteren Wall und eine starke Abnahme dieser Pollen im Bleichsand des oberen Walles. Gleichzeitig ist auch eine größere Anzahl von Quercuspollen im unteren Wall zu verzeichnen, während im Gegensatz zu den bisherigen Untersuchungen keine Tiliapollen festgestellt werden konnten.

Bei der Pollenanalyse aus der Bodenschicht unter dem unteren Wall tritt eine starke Zunahme der Gramineenpollen und eine sehr starke Abnahme der Ericaceenpollen in Erscheinung. Der Baumpollenbefund weist eine typische Zusammensetzung der Baumarten eines Eichenmischwaldes auf, wie dies z. B von Selle (Selle, W., 1936) in der Lüneburger Heide nachgewiesen wurde.

Um einen Vergleich mit der Königslauumwallung ziehen zu können, wurden analog der Langelauumwallung Bodenproben aus der unteren und oberen Umwallung von Königslau entnommen und pollenanalytisch untersucht.

Königslauumwallung

Oberer Wall	absolute Zahl:	in %:
Quercus	14	70
Betula	6	30
Zusammen	20	100
Ericaceen	38	
Unterer Wall		
Quercus	66	60
Alnus	19	17,1
Betula	20	18,0
Pinus	3	2,7
Ulmus	3	2,7
Zusammen	111	100,5

Corylus	24	21,6
Ericaceen	121	
Gramineen	11	
Compositen	4	

Die Untersuchungsergebnisse der Königslau- und der Langelauumwallung sind die gleichen: Die untere Umwallung vom Königslau wurde, wie bereits im bodenkundlichen Teil beschrieben, aus reinen Heideplaggen aufgebaut. Die Anlage der Wälle muß auch hier mindestens 2000 Jahre vor unserer Zeitrechnung erfolgt sein, da Faguspollen gänzlich fehlen.

Nach den bisherigen Analysen sind Lindenpollen im Hügelgrab, im Aschenweg, im Königsweg und im Westwall vom Langelau in der Nähe vom Lindelau festgestellt worden. Es war nunmehr interessant, zu untersuchen, ob der Name Lindelau auf einen evtl. dort gelegenen Lindenhain zurückzuführen ist.

Es wurden Bodenproben aus zwei verschiedenen Teilen des Lindelau entnommen und pollenanalytisch untersucht. Da die Lindelauanlage auf Grund der Umwallungen nicht festgestellt werden konnte, wurde eine Bodenprobe aus dem westlichen Teil der Fläche entnommen, die auf dem Meßtischblatt Senne mit Lindelau bezeichnet wird und eine Probe aus dem östlichen Teil dieser Fläche, in dem noch einige Merkmale von der Anlage der Wälle hin und wieder sichtbar sind.

Westlicher Teil vom Lindelau

Unter der heutigen Krume

	absolute Zahl:	in %:
Pinus	32	53,3
Quercus	17	28,3
Betula	4	6,7
Alnus	4	6,7
Larix (Lerche)	3	5,0
Zusammen	60	100,0
Corylus	21	35,0
Gramineen	13	
Polygona	10	
Ericaceen	15	
Farnsporen	3	

Frühere Oberfläche

Quercus	20	100
Gramineen	27	
Polygona	11	

Östlicher Teil von Lindelau

Erhöhung. Unter der heutigen Krume

	absolute Zahl:	in %:
Tilia	25	29,1
Quercus	24	27,9
Betula	13	15,1
Alnus	23	26,7
Pinus	1	1,2
Zusammen	86	100,0
Corylus	29	33,7
Ericaceen	42	
Gramineen	11	

Frühere Oberfläche (stark humos)

Tilia	34	37,4
Quercus	19	20,9
Betula	12	13,2
Alnus	23	25,3
Pinus	2	2,2
Picea	1	1,1
Zusammen	91	100,1
Corylus	32	24,2
Ericaceen	10	
Gramineen	9	
Farnsporen	1	

Die beiden untersuchten Bodenprofile weisen in bodenkundlicher Hinsicht einige Unterschiede auf. Das Bodenprofil aus dem westlichen Teil vom Lindelau hat einen mäßig gebleichten rostfarbenen Waldboden mit einer mäßigen Orterdebildung. Der Untergrund zeigt Regradationserscheinungen, die auf einen lichten Laubwaldbestand mit einer reichen Grasdecke schließen lassen. Die Pollenanalysen bestätigen diese bodenkundliche Feststellung. Das gänzliche Fehlen der Tiliapollen besagt, daß diese Bezeichnung „Lindelau" für diese Fläche keine botanische Bedeutung hatte.

Der bodenkundliche Befund des östlichen Teiles von Lindelau zeigte, daß sich an der Stelle der Probenentnahme eine Aufschüttung befunden hat. Eine stark humose Schicht deutet auf Heideplaggenanlage hin. Der Boden darunter ist schwächer von der Degradation ergriffen, hat eine sehr schwache Orterdeausbildung und ist weniger verfahlt als der Boden im westlichen Teil.

Auch die Pollenanalysen der beiden untersuchten Profile weisen wesentliche Unterschiede in der prozentualen Zusammensetzung der Pollen auf. Im östlichen Teil sind — im Gegensatz zu dem westlichen Teil — Pinuspollen kaum vertreten. Die starke Ansammlung von Ericaceenpollen deutet darauf hin, daß hier tatsächlich ein Wall oder ein Hügel gestanden haben könnte. Der ziemlich hohe Anteil der Linde an den Baumpollen rechtfertigt in diesem Teil den Namen „Lindelau". Da im westlichen Teil keine Tiliapollen gefunden wurden, dürfte man annehmen, daß die heute den Namen Lindelau führende Fläche sich nicht mit der früher so bezeichneten Fläche deckt.

Der frühere Lindelau ist mehr nach Osten, näher zum Langelau heran, zu verlegen, wodurch auch das Vorhandensein von Tiliapollen in der westlichen Langelauumwallung zu erklären ist.

Auch aus dem Innenraum vom Langelau und Königslau wurden Bodenproben entnommen und zwar nicht aus der heutigen Krume, sondern aus dem Horizont, den man als die frühere Oberfläche annehmen darf. Im Innenraum vom Langelau konnten in der Hauptsache Gramineenpollen festgestellt werden. Baumpollen fehlten fast gänzlich. Dieser Befund bestätigt die bodenkundlichen Untersuchungsergebnisse, nach denen der Kern des Innenraums standortgemäß von einer geschlossenen Grasdecke überzogen sein mußte. Er deckt sich mit der Pollenanalyse der ungestörten Schicht unter der Langelauumwallung und, wie wir es später sehen werden, mit der der ungestörten Schicht unter dem kleinen Hügel, die ja auch die ehemalige Oberfläche darstellt. Die Pollenanalyse des 35 m breiten Streifens um den Kern des Innenraumes ergaben jedoch, daß die Grasdecke hier eine Unterbrechung erfahren und der Boden von jeder Vegetation entblößt gewesen sein muß, da Pollen gänzlich fehlten.

Im Königslau wurde zunächst die kleine, besonders umwallte Fläche im Innenraum pollenanalytisch untersucht. Hier wurde je eine Probe dicht unter der heutigen Oberfläche und aus dem Horizont des Profils entnommen, der die frühere Oberfläche bildete.

Umwallte Fläche im Innenraum vom Königslau

Unter der Krume	absolute Zahl:	in %:
Quercus	12	60
Betula	2	10
Ulmus	2	10
Pinus	4	20
Zusammen	20	100
Gramineen	15	
Ericaceen	3	
Frühere Oberfläche		
Quercus	3	75
Pinus	1	25
Zusammen	4	100
Gramineen	23	
Ericaceen	1	

In dem Horizont, der die frühere Oberfläche gebildet hat, und der naturgemäß für die Bestimmung der früheren Vegetation maßgeblich ist, herrschen Gramineenpollen eindeutig vor.

Die Pollenanalysen aus dem übrigen Innenraum von Königslau zeigen, daß Quercuspollen hier mit etwa 80 % vorherrschen. Gramineenpollen wurden in nur geringerer Anzahl vorgefunden. Dieser pollenanalytische Befund bringt die einwandfreie Bestätigung der bodenkundlichen Untersuchung, bei der auf Grund der Bodenprofile angenommen wurde, daß die kleine umwallte Fläche im Innenraum von Königslau eine Grasdecke und der übrige Raum einen lichten Laubholzbestand mit einer Grasdecke getragen hat.

Anschließend seien noch die Pollenanalysen der Bodenproben aus den Erhöhungen innerhalb der Laue beschrieben.

Kleiner Hügel im Innenraum vom Langelau
(Buchenschonung mit spärlicher Grasflora)

Heutige Oberfläche	absolute Zahl:	in %:
Fagus	45	40,0
Pinus	33	29,4
Betula	24	21,2
Picea	7	6,2
Quercus	4	3,5
Zusammen	113	100,3
Corylus	3	2,6
Gramineen	2	
Sphagnum	1	
Hypnum	5	

Frühere Oberfläche des Hügels

Pinus	5
Gramineen	7
Ericaceen	9

Frühere Oberfläche unter dem Hügel

Pinus	1
Gramineen	31
Cypra	3
Expor	2
Ericaceen	5

Wie aus den Pollenanalysen hervorgeht, war die frühere Oberfläche des Hügels mit Gras bestanden. Grasflora bildete auch die Bewachsung der ehemaligen Oberfläche unter dem Hügel. Diese Feststellung schließt die Beweisführung auch auf pollenanalytischem Wege, daß der Innenraum vom Langelau während langer Zeiträume unter einer geschlossenen Grasdecke gelegen hat.

Die Pollenanalyse der Bodenprobe aus der Königslaudüne zeigte eine Anzahl von Quercuspollen auf. Dieser Befund deckt sich ebenfalls mit den gemachten Feststellungen, daß der Innenraum vom Königslau von einem Laubwald bestanden war.

Die pollenanalytischen Untersuchungen der Bodenproben der Innen- und Außenseite der Norddüne des Langelau haben den bodenkundlichen Befund — nämlich daß die Innenseite der Düne in früherer Zeit von einem lichten Laubwald mit einer Grasflora und die Außenseite von Kiefern und Heidekraut bestanden waren — voll bestätigt. In der Bodenprobe aus der früheren

Oberfläche der Innenseite wurde in der Hauptsache festgestellt: Quercus 20%, Betula 23%, Corylus, Gramineen und Ericaceen. Faguspollen fehlten gänzlich. Der Anteil der Laub- und Graspollen war auf der Innenseite, der Anteil der Pinus- und Ericaceenpollen auf der Außenseite außerordentlich groß.

Der Vergleich einzelner Pollenanalysen (gleicher Schichten) untereinander ergibt, daß der prozentuale Anteil der einzelnen Baum- und Pflanzenpollen verhältnismäßig geringen Schwankungen unterworfen ist. Die Birke war in der Zeit vor der Errichtung der Wälle ziemlich weit verbreitet. Ihren größten Wert erreichte sie in der Pollenanalyse aus dem Humusortstein des Aschenweges mit 38,2%. In der späteren Zeit gehen ihre Werte stark zurück und schwanken heute zwischen 1—10%. Obwohl der Anteil der Kiefernpollen in den Pollenanalysen z. T. ziemlich hoch ist, muß der Kiefernanteil an der Bewaldung der Senne in der Zeit der Errichtung der Umwallungen nicht besonders groß gewesen sein, da die reiche Pollenproduktion dieses Baumes und die Flugweite seiner Pollen in Betracht gezogen werden müssen.

Die feuchten Böden in der Senne bildeten einen guten Standort für die Erle, die eine sehr große Pollenproduktion hat und daher fast in sämtlichen Analysen mehr oder minder zahlreich vorkommt. Auch die Hasel tritt in verschiedenen Analysen zahlreich auf. Besonders stark ist sie in den Hügelgräbern und den Heideplaggen der Wälle vertreten. In der Zeit der Errichtung der oberen Wälle nimmt der Haselanteil an der damaligen Vegetationsgemeinschaft ziemlich ab und ist heute nur mit wenigen Prozenten noch daran beteiligt.

Die Eiche hatte in der Zeit der Anlage der Laue die Vorherrschaft im Eichenmischwalde. Sie ist in fast sämtlichen Pollenanalysen sehr zahlreich vertreten. Zum Teil wurden nur Eichenpollen gefunden, die den Beweis erbringen, daß vereinzelt in der Senne Eichenhaine gestanden haben. Wenn man berücksichtigt, daß die Eichenpollen durch ihr starkes Verschrumpfen schwer im Präparat festzustellen sind, und daher leicht übersehen werden, so muß man den tatsächlichen Anteil der Eiche an der damaligen Vegetation in den Lauen noch bedeutend höher annehmen.

Die Linde findet sich nur in einzelnen Pollenanalysen vor. Da sie — genau wie die Ulme — Insektenblütler ist, produziert sie verhältnismäßig wenig Pollen. Daher muß angenommen werden, daß ihr Anteil in dem Eichenmischwald der Senne bedeutend höher war. Zieht man nun dies Moment besonders in Betracht, so muß man bei einem Anteil der Lindenpollen von 50—70%, wie wir es bei den Pollenanalysen der Bodenproben aus dem Hügelgrab und aus dem Königsweg gesehen haben, das Vorhandensein fast reiner Lindenhaine annehmen. (Im allgemeinen wurden bei den Pollenanalysen etwa 5% Linden im Waldbestand festgestellt.)

Die Buche und die Hainbuche kommen nur in der Zeit nach der Errichtung der Wälle in der Senne vor. Heute ist die Buche auf besseren Standorten vorherrschend vertreten.

Zum Vergleich wird das Durchschnittsdiagramm vom oberschwäbischen Federsee nach K. Bertsch (v. Bülow, K., 1933) (Abb. 11, S. 181) und das Diagramm vom Großen Moor bei Gifhorn (Selle, W., 1936) (Abb. 12, S. 181) nachstehend gebracht.

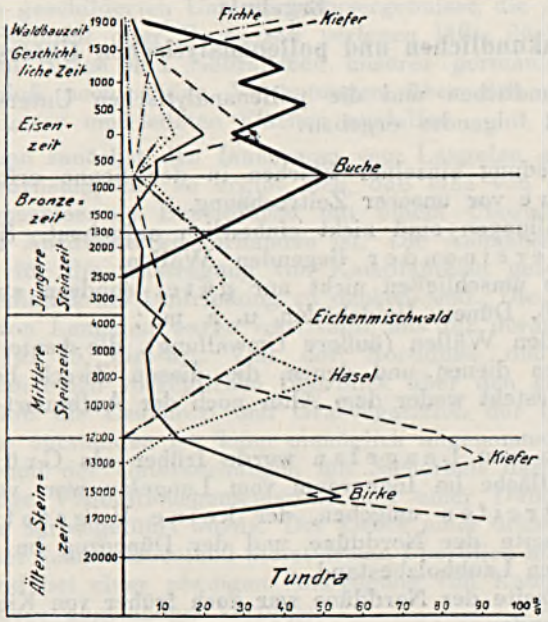
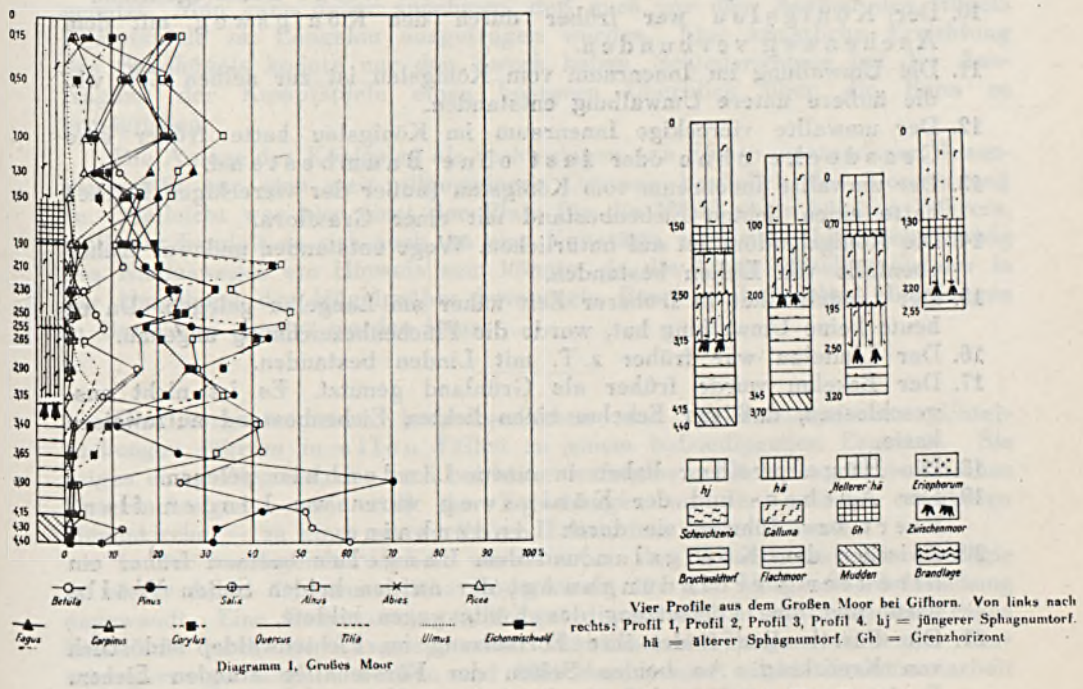


Abb. 11. Durchschnittsdiagramm vom oberschwäbischen Federsee nach K. Bertsch



Vier Profile aus dem Großen Moor bei Gifhorn. Von links nach rechts: Profil 1, Profil 2, Profil 3, Profil 4. hj = jüngerer Sphagnumtorf. hä = älterer Sphagnumtorf. Gh = Grenzhorizont

Abb. 12. Diagramm 1, Großes Moor bei Gifhorn von W. Selle

Ergebnis
der bodenkundlichen und pollenanalytischen Untersuchungen

Die bodenkundlichen und die pollenanalytischen Untersuchungen haben zusammenfassend folgendes ergeben:

1. Die Umfriedung einzelner Flächen in der Senne erfolgte mindestens 2000 Jahre vor unserer Zeitrechnung.
2. Die Umwallungen sind nicht einheitlich aufgebaut. Sie bestehen aus zwei übereinander liegenden Wällen.
3. Die Wälle umschließen nicht nur gute, sondern auch schlechte Böden, z. B. Dünen, Heideböden, u. a. m.
4. Zwischen den Wällen (äußere Umwallung), die heute noch als Eigentumsgrenzen dienen und denen, die diesen Zweck heute nicht mehr erfüllen, besteht weder dem Alter noch der Aufbauart nach ein Unterschied.
5. Der Kern vom Langelau wurde früher als Grünland genutzt.
6. Die Rasenfläche im Innenraum vom Langelau war von einem 35 m breiten Streifen umgeben, der keine Vegetation trug.
7. Die Innenseite der Norddüne und der Dünenzug im Langelau hatten einen lichten Laubholzbestand.
8. Die Außenseite der Norddüne war auch früher von Kiefern und Heidekraut bestanden.
9. Der kleine Hügel in der nördlichen Hälfte vom Langelau ist künstlich aufgeschüttet und hatte früher keine Baumvegetation.
10. Der Königslau war früher durch den Königsweg mit dem Aschenweg verbunden.
11. Die Umwallung im Innenraum vom Königslau ist zur selben Zeit wie die äußere untere Umwallung entstanden.
12. Der umwallte viereckige Innenraum im Königslau hatte früher eine Grasdecke ohne oder fast ohne Baumbestand.
13. Der umwallte Innenraum vom Königslau (außer der viereckigen Fläche) hatte einen lichten Eichenbestand mit einer Grasflora.
14. Die Königslaudüne ist auf natürlichem Wege entstanden und war früher ebenfalls von Eichen bestanden.
15. Der Lindelau hat in früherer Zeit näher am Langelau gelegen. Da er heute keine Umwallung hat, wurde die Flächenbezeichnung ungenau.
16. Der Lindelau war früher z. T. mit Linden bestanden.
17. Der Eckelau wurde früher als Grünland genutzt. Es ist nicht ausgeschlossen, daß der Eckelau einen lichten Eichenbestand aufzuweisen hatte.
18. Die Hügelgräber haben in einem Lindenhain gelegen.
19. Der Aschen- und der Königsweg waren von Linden flankiert bzw. führten sie durch Lindenhaine.
20. Zwischen dem Königslau und dem Langelau bestand früher ein direkter Verbindungsweg, der an den beiden Seiten Wälle hatte und eine Fortsetzung des Königsweges bildete.
21. Die Fürstenallee findet ihre Fortsetzung im Fichtenwalde, südöstlich von Kreuzkrug. An beiden Seiten der Fürstenallee standen Eichen. Es ist sogar möglich, daß sie durch einen Eichenwald führte.

Nachdem die geschilderten Untersuchungsergebnisse die Anlage der Laue in die jüngere Steinzeit oder Bronzezeit verlegen läßt, dürfen wir aus der Kenntnis von den Sitten und Gebräuchen unserer germanischen Vorfahren heraus zum Schluß noch einige Vermutungen über den ehemaligen Verwendungszweck dieser umfriedeten Flächen anstellen.

Betrachtet man zunächst den Innenraum vom Langelau auf seine Anlage und frühere Bewachsung hin, so ergibt sich, daß eine von einer etwa 35 m breiten Bahn umschlossene Rasenfläche mit einem Überblick gewährenden Sandhügel in der Nordwestecke vorhanden ist. Die Annahme liegt nahe, daß hier eine Stätte für die Austragung von Kampfspielen geschaffen war, bei der die Wälle lediglich als Umfriedung zu denken sind. Die Geländelage und die ovale Form von Langelau waren von Natur aus für derartige Zwecke wie geschaffen (s. Taf. 15, Fig. 3). Von der Norddüne und dem östlichen Dünenzug hat man einen vorzüglichen Überblick über den ganzen Innenraum des Langelau. Daß die Laubholz- und Grasvegetation der Dünen auf einem natürlichen Wege entstanden ist, kann unmöglich angenommen werden. Vielmehr ist auf Grund der Untersuchungen mit Sicherheit darauf zu schließen, daß eine derartige Vegetationsgemeinschaft auf einer Düne nur auf einem künstlichen Wege herbeigeführt wurde. Der Zweck einer derartigen Maßnahme ist klar: ein lichter Laubholzbestand bietet freien Überblick auf den Innenraum des Langelau, und bei einer etwaigen Austragung von Kampfspielen können die Zuschauer diese ungehindert verfolgen.

Wie die Untersuchung ergeben hat, wurde der Innenraum vom Langelau, noch vor der künstlichen Errichtung des Sandhügels, als eine Rasenfläche genutzt. Man kann daher annehmen, daß auch vor dem Aufbau des Hügels Kampfspiele im Langelau ausgetragen wurden. Eine künstliche Errichtung des Sandhügels konnte nur den Zweck haben, Schiedsrichtern bei der Austragung der Kampfspiele einen besseren Überblick über die Bahn zu ermöglichen.

Die Anlage des Königslau als rechteckiger, von Eichen umstandener Rasenplatz läßt nur eine weit allgemeinere Deutung bezüglich der Verwendung zu. Vielleicht war hier einst der Platz für die Wahl eines höheren Führers, vielleicht handelt es sich auch um eine Kultstätte, wofür die Lindeneinfassung des Königsweges ein Hinweis sein könnte, da die Linde offenbar als der in der Umgebung der Hügelgräber bevorzugte Baum zu kultischen Handlungen in Beziehung gesetzt werden kann.

Die vorgenommenen bodenkundlichen und pollenanalytischen Untersuchungen führten in allen Fällen zu einem befriedigenden Ergebnis. Sie zeigen einen Weg auf, der auch bei bisher erfolglos gebliebenen prähistorischen Untersuchungen — wie z. B. den Forschungen an der anfangs erwähnten Hünenkirche — zu einer auswertbaren Erkenntnis führen könnte.

In der vorliegenden Arbeit wurde neben der Botanik und der Geologie in erster Linie die neuzeitliche Bodenkunde für die Vorgeschichtsforschung angewandt. Eine Beantwortung aller auf diesem Gebiet auftretenden Fragen kann nur durch die Zusammenarbeit sämtlicher in Frage kommender Forschungszweige möglich werden und läßt darum eine solche Zusammenarbeit zur Notwendigkeit werden.

Schriften

1. Albert, R.: Beitrag zur Kenntnis der Ortsteinbildungen. — Zeitschrift f. Forst- und Jagdwesen. 1910.
2. v. Bülow, K.: Wie unsere Heimat wohnlich wurde. — Kosmos, Gesellschaft der Naturfreunde. Stuttgart 1933.
3. Hartmann, F. K.: Zur Durchführung des Bodenschätzungsgesetzes vom 16. Oktober 1934 in der Forstwirtschaft. — Sonderabdruck aus „Der Deutsche Forstwirt", Nr. 28, 29/30, 32, 33. Reichsnährstand-Verlag, Berlin 1936.
4. — : Auswertung von Bodenuntersuchungen für die forstliche Praxis. — Sonderabdruck aus „Mitteilungen aus Forstwirtschaft und Forstwissenschaft", Preuß. Landesforstverwaltung. Hannover 1936.
5. Helbig, M.: Zur Entstehung des Ortsteins. — Naturwissenschaftliche Zeitschrift für Forst- und Landwirtschaft. 1909.
6. v. Hoyningen-Huene, P. F.: Die Bodentypen Nord- und Mitteldeutschlands. — Sonderdruck aus dem Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1930. Berlin 1931.
7. — : Übersichtskartierung im Gebiet der Meßtischblätter Kempen, Krefeld, Viersen und Willich nebst Randgebiet. — Briefe des Landesplanungsverbandes, Nr. 31. Düsseldorf 1931.
8. — : Bodenkarte der Gemeinde Bliesheim i. M. 1:2500 und Bodenkarten der Umgebung von Düsseldorf i. M. 1:10 000. — 1931 (nicht veröffentlicht).
9. — : Bodenkarte von Pommern. — Pommernatlas 1934.
10. — : Bodenkarte von Mecklenburg. — Mitteilungen aus der Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt, Heft 43, N. F. 8. Rostock 1936.
11. — : Die Kampfspielbahn Langelau. — Germanien, Monatshefte für Germanenkunde zur Erkenntnis deutschen Wesens, Heft 8. 1936.
12. zu Leiningen, Graf: Bleichsand und Ortstein. — Abhandlungen der Naturhistorischen Gesellschaft. Nürnberg, 19. 1. 1911.
13. Mückenhausen, E.: Die Böden der weiteren Umgebung von Landsberg a. d. Warthe und spezielle Untersuchungen an Grundwasserböden. — Dessau 1934.
14. — : Die Bodentypenwandlungen des Norddeutschen Flachlandes und besondere Beobachtungen von Bodentypenwandlungen in Nordniedersachsen. — Sonderdruck aus dem Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1935. Berlin 1936.
15. — : Die deutschen Bodentypen nach dem heutigen Stande der Bodentypenlehre. — Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau, Bd. XXVII, 1936, Heft 2.
16. Ostendorff, E.: Langelau, Königslau und Eckelau. — Germanien, Monatshefte für Vorgeschichte zur Erkenntnis deutschen Wesens, 1934, Heft 5.
17. Potonié, R.: Zur Morphologie der fossilen Pollen und Sporen. — Arbeiten des Instituts für Paläobotanik. Berlin 1934.
18. Selle, W.: Die nacheiszeitliche Wald- und Moorentwicklung im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide. — Sonderdruck aus dem Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1935. Berlin 1936.

19. Sellke, M.: Die Böden Süd-Niedersachsens. — Wirtschaftswissenschaftliche Gesellschaft zum Studium Niedersachsens. Verlag G. Stalling, Oldenburg i. O. 1935.

20. Stremme, H.: Verbreitung der klimatischen Bodentypen. — Branca-Festschrift. 1914.

21. — : Grundzüge der praktischen Bodenkunde. — 1926.

22. — : Die Bleicherde Waldböden oder podsolige Böden. — Handbuch der Bodenlehre, 3. 1930.

23. — : Die Bodenkartierung. — Handbuch der Bodenlehre, 10. 1932.

24. — : Die Böden des Deutschen Reiches und der Freien Stadt Danzig. — Justus Perthes in Gotha, 1936.

25. Teudt, W.: Germanische Heiligtümer. — Jena 1934.

26. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Senne, Lieferung 197. — Berlin 1918.

27. Germanien, Blätter für Freunde germanischer Vorgeschichte. — Heft 2/3. — 1931.

Urschrift eingegangen am 29. Januar 1937
Druckauftrag erteilt am 30. August 1937

Geohydrologische Untersuchungen im Ruhrtal bei Kettwig

Von Gerhard Keller, Essen

Mit 13 Abbildungen

Inhalt

Seite

Einleitung 187

I. Die Lage und der geologische Aufbau des Untersuchungsgebietes . . 187

1. Die geologischen Verhältnisse des tieferen Untergrundes (des Grundwasserstauers) 188

2. Die geologischen Verhältnisse des Deckgebirges (des Grundwasserträgers) 189

II. Die Wasserführung der Ruhr und die örtlichen Niederschläge . . 191

1. Die Ruhrwassermengen bei Kettwig und die Pegelstände der Ruhr 191

a) Darstellung der Ruhrwassermengen 191

b) Der Gang der Ruhrpegel 193

2. Die Niederschläge im Einzugsgebiet des Vogelsangbaches und die Beziehungen zu den Ruhrwassermengen 194

III. Das Grundwasservorkommen im Einzugsgebiet des Velberter Wasserwerkes 195

1. Kritische Auswertung der Grundwasserspiegelmessungen . . . 195

2. Die Grundwasserverhältnisse 197

a) bei Ruhrhochwasser (über 140 m^3/sec) 197

b) bei Mittelwasser und Mittel-Niedrigwasser 199

c) bei Niedrigwasser 200

d) Zusammenstellung einiger Beobachtungen zu den Grundwasserverhältnissen 202

3. Zusammenfassende Bemerkungen über das Grundwasservorkommen im Ruhrtal bei Kettwig 203

Ergebnisse 205

Angeführte Schriften 206

Einleitung

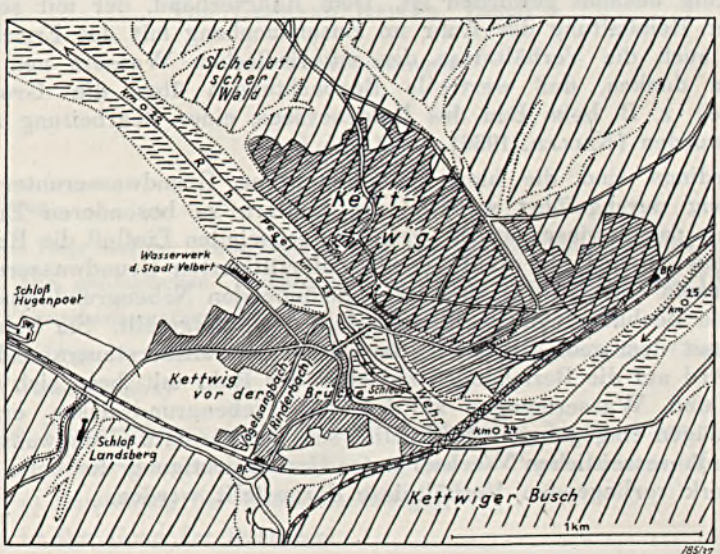
Dem Grundwasserstrom, der die Ruhr in einzelnen Talabschnitten des Mittel- und Unterlaufes begleitet, kommt für die Wasserversorgung großer Teile des Ruhrgebietes und des Bergischen Landes eine besondere Bedeutung zu. Seine Beanspruchung durch Wasserwerke geht z. T. soweit, daß die vorhandene natürliche Wassermenge nicht mehr ausreicht, sondern durch künstliche Versickerung vermehrt werden muß. Es ist daher bemerkenswert, daß über dieses Grundwasservorkommen, abgesehen von örtlichen Beobachtungen, bisher wenig bekannt geworden ist. Dem Ruhrverband, der mit seiner Aufgabe einer Reinhaltung der Ruhr im Zusammenhang mit der Errichtung von Stauseen auch die Verhältnisse des unterirdischen Wassers neu gestaltet, ist es zu danken, daß wertvolle Beobachtungen über die Grundwasserverhältnisse, z. B. beim Bau des Baldeneysees, einer Bearbeitung zugänglich gemacht wurden (Keller, 1936).

Neuerdings sind die hier wiedergegebenen Grundwasseruntersuchungen bei Kettwig durchgeführt worden, die insofern zu besonderen Ergebnissen führten, als nachgewiesen wurde, welchen wechselnden Einfluß die Ruhrwassermengen und -spiegel für die Erzeugung uferfiltrierten Grundwassers bei dem Vorhandensein eines in das Haupttal einmündenden Nebengrundwasserstromes haben. Die Beobachtungen werden im folgenden mitgeteilt. Sie befassen sich zunächst mit dem geologischen Aufbau des Grundwasserstauers und -trägers. Sodann wird auf die Beziehungen zwischen der Ruhr mit ihren sich ändernden Spiegeln und Wassermengen zu den das Nebengrundwasser erzeugenden Niederschlägen eingegangen. Schließlich soll der gesamte Grundwasserhorizont in seinem jahreszeitlichen Wechsel unter Berücksichtigung der beim Velberter Wasserwerk vorliegenden Verhältnisse dargestellt werden.

I. Die Lage und der geologische Aufbau des Untersuchungsgebietes

Die bei Kettwig nach Nordwesten auf den Rhein zu abbiegende Ruhr wird auf dem linken Ufer von einer breiten Fläche der Niederterrasse begleitet, die nach Südosten bei Kettwig vor der Brücke ausläuft. Hier tritt der von den ältesten Sandsteinbänken des produktiven Karbons gebildete südliche Talhang mit schroffem Abfall bis an den Fluß heran. Die Beobachtungen erstrecken sich auf dieses ungefähr dreieckige Talstück, dessen Nordostseite durch die Ruhr von der Eisenbahnbrücke oberhalb des jetzigen Wehres (Flußkilometer 23,85) bis zur Westecke des Scheidtschen Waldes (Flußkilometer 22) gebildet wird (Abb. 1). Während die Südseite dieses Abschnittes, der einen Flächeninhalt von 1,1 km² hat, von der Eisenbahnbrücke abwärts der Bahnstrecke Kettwig—Mülheim längs des südlichen Ruhrtalrandes bis zum Schloß Hugenpoet folgt, wird die nordwestliche Seite von einer Linie gebildet, welche Schl. Hugenpoet mit dem Punkt Flußkilometer 22 verbindet. Auf der Fläche, die von 42 m + NN im Nordwesten auf 45,50 m + NN in der Südostecke ansteigt, wird im wesentlichen Ackerbau getrieben. Gleichzeitig dient sie als Siedlungsraum für das hier gelegene Kettwig v. d. Br. Längs der Ruhr ist ein 100 bis 150 m breiter und ungefähr 2 m tiefer gelegener Streifen mit einer Höhe von 40,25—41,50 m + NN vorgelagert, der im Hochwasserbereich der Ruhr liegt und durch Wiesen genutzt wird.

Dieser Saum ist durch eine deutliche Terrassenkante gegen die Niederterrassenfläche abgesetzt und stellt als tiefstes Talniveau aus dem Alluvium etwa eine Vertretung der Inselterrasse des Rheins dar. Der Übergang der Talfläche insgesamt zum südwestlichen Berghang erfolgt plötzlich. Nur bei der Einmündung des Vogelsangbaches in das Ruhrtal ist das Gelände weiterhin flach, so daß sich die Talniederung in diesem Seitental trichterförmig aufwärts erstreckt. An offenen Wasserläufen sind neben der Ruhr nur der Vogelsangbach und ein unbedeutender Bach bei Schl. Hugenpoet vorhanden.



Karbonischer Untergrund, z. T. mit älteren diluvialen Terrassenresten u. Lößbedeckung

Alluvium auf der Niederterrasse (Diluvium) und in den Seitentälern.

Tiefere (alluviale) Terrassenstufe.

Abb. 1. Die geologischen Verhältnisse des Kettwiger Gebietes

1. Die geologischen Verhältnisse des tieferen Untergrundes (des Grundwasserstauers)

Der tiefere Untergrund dieses Ruhrtalabschnittes wird in der Hauptsache von Schiefertonen des flözleeren Karbons, den sogenannten Ziegelschiefern gebildet, die sich randlich an der Straße von Kettwig v. d. Br. nach Schl. Hugenpoet, zu beiden Seiten des Vogelsangbachtales und südöstlich des Ortes über das Talniveau erheben und hier an verschiedenen Stellen aufgeschlossen sind. Es sind dichte tonige, teils schwach sandige Gesteine, die eine gute Staufähigkeit besitzen. Bei der Niederbringung von Entnahmebrunnen beim Velberter Wasserwerk, welches nordwestlich von Kettwig v. d. Br. liegt, wurden sie in 7,80—9,40 m Tiefe unter der auf 42,30 m + NN gelegenen Oberfläche erreicht. Trotz der allgemeinen guten Staufähigkeit darf angenommen werden, daß in ihnen infolge einer gewissen Zerrüttung geringe Grundwassermengen zirkulieren. Jedoch stellen die Schiefer praktisch die untere Be-

grenzung des über ihnen gestauten Grundwassers dar. Semmler (1936) hat nachgewiesen, daß diese Schiefer auf den Höhen beiderseits des Ruhrtales von Kettwig nach Mülheim eine größere Bedeutung als Grundwasserträger wegen ihrer hier vorhandenen starken Klüftigkeit erlangen können.

Während dieses Gestein den größten Teil des Taluntergrundes bildet, treten neben ihm noch einzelne sandsteinartige Grauwackenbänke auf, die wegen ihrer größeren Widerstandsfähigkeit die Stromschnelle bei Flußkilometer 22,2—22,4 veranlaßt haben. Die Ruhr hat sich auf einer 210 m langen Strecke von Flußkilometer 22,04—22,25 und auf einer weiteren 180 m langen Strecke von Flußkilometer 22,45—22,63 bis 0,80 m tief in sie eingeschnitten. Die Oberfläche dieser flach nach Oberstrom einfallenden festen Bänke steigt zunächst bis 36,40 m + NN und bei Flußkilometer 22,9 auf 36,70 m + NN, insgesamt sinkt sie aber nach Südwesten ab (Abb. 13). Infolge einer gewissen Klüftigkeit findet sich auch in ihnen, wie sich 300 m nordwestlich des Velberter Wasserwerkes beobachten ließ, Grundwasser; jedoch kommt diesem ebenfalls keine praktische Bedeutung zu. Der Taluntergrund ist mit Ausnahme des Sandsteinvorkommens im ganzen Bereich ziemlich eben und hebt sich erst randlich an den Talrändern auf.

2. Die geologischen Verhältnisse des Deckgebirges (des Grundwasserträgers)

Die weite Wanne des Grundgebirges ist mit Schottern, Kiesen, Sanden der Weichseleiszeit und in der dem Fluß benachbarten Furche mit alluvial umgelagerten Schottern und Auelehm ausgefüllt (Abb. 1). Bei der Niederbringung der Grundwasserbeobachtungsrohre sind die Beobachtungsbrunnen 6 und 15 gebohrt worden und als Mantelbohrungen (400 mm Durchmesser) ausgeführt. Da sie am besten den Aufbau des Untergrundes zeigen, werden die Ergebnisse der beiden Bohrungen, die 950 m auseinanderliegen, im folgenden wiedergegeben.

Bohrloch 6

450 m südostwärts von Haus Hugenpoet an der Wegegabel des Verbindungsweges nach Kettwig v. d. Br. (Abb. 5, Brunnen 6)

m + NN		
43,57	0,75 m	humoser Auelehm
42,82	0,75 m	Auelehm
42,07	1,20 m	Auelehm
40,87	0,80 m	sandige Schotter
40,07	1,30 m	lehmige Schotter
38,77	0,45 m	lehmige Schotter
38,32	0,65 m	tonige Schotter
37,67	0,25 m	grobe Schotter (16×13×9), die drei Durchmesser der elliptischen Gerölle

Bohrloch 15

275 m nordwestlich von der Eisenbahnbrücke nach Kettwig v. d. Br. an der Landstraße nach Werden (Abb. 5, Brunnen 15)

m + NN		
45,51	0,90 m	Auelehm
44,61	2,20 m	Auelehm
42,41	0,30 m	Auelehm
42,11	0,80 m	Ton
41,31	1,10 m	grobe Schotter, lehmig
40,21	2,00 m	tonige Schotter mit großen Stücken (18×11×9), die drei Durchmesser der elliptischen Gerölle

Beide Bohrungen mußten in den angegebenen Tiefen wegen des Auftretens der groben Schotter eingestellt werden. Die Mächtigkeit dieser Basisschicht beträgt nach früheren Beobachtungen bei Essen—Steele und Essen—Kupferdreh etwa 1,00—1,50 m. Der höchste Grundwasserspiegel des Beobachtungsbrunnens 6 lag am 23. Februar 1935 in den lettigen Schottern —3,69 m (39,88 m + NN), der tiefste am 29. Oktober 1935 in den groben Schottern bei —6,30 m (37,27 m + NN) unter der Geländeoberfläche. Die gleichen Zahlen für Brunnen 15 sind —4,37 (41,14 m + NN) bzw. 7,02 m (38,49 m + NN) in den tonigen bzw. groben Schottern unter Tagesoberfläche am 6. Februar 1935 und am 15. Juli 1935. Der Hohlrauminhalt der Sande beträgt etwa 40%, während die Schotter nur einen solchen von 30—35% aufweisen und durchschnittlich mit einem solchen von 32% gerechnet werden dürfte. Stellenweise finden sich in den Schottern und Sanden Verkittungszonen von Brauneisen und Manganhydroxyd als Ausscheidungen aus dem Grundwasser.

Die einzelnen Schichtglieder wechseln in ihrer Mächtigkeit und Verbreitung. So stellt die in Bohrloch 15 mit 3,40 m angetroffene Mächtigkeit des Auelehms schon das Maximum dar, dem die in Br. 6 beobachtete mit 2,70 m nur wenig nachsteht. Gleiche Mächtigkeiten fanden sich beim Bau von Entnahmebrunnen beim Velberter Wasserwerk mit 2,40—2,80 m vor. Nach Nordwesten verringert sich die Auelehmdecke stellenweise sehr stark, so daß z. B. 450 und 750 m nordwestlich dieses Werkes die tieferen Schotter inselartig aus der Auelehmumhüllung hervortauchen. Nach Süden und in das Vogelsangbachtal hinein ist der Auelehm überall verbreitet, seine Mächtigkeit dürfte auch hier 2 m erreichen. Das Auftreten der Tonbank unter ihm im Bohrloch 15 ist offenbar eine lokale Erscheinung, die im Ruhrtal auch sonst, wie z. B. bei Essen—Kupferdreh und bei Essen—Steele früher beobachtet wurde (Spethmann 1927, Nerreter 1932).

Die Hauptmenge der Talausfüllung wird von den Schottern, Kiesen und Sanden gebildet, die das Grundwasserspeichergestein sind. In ihrem Auftreten scheint insofern eine Einheitlichkeit vorhanden zu sein, als an ihrer Basis sehr grobe Geröllanhäufungen auftreten wie auch schon weiter oberhalb im Ruhrtal bei Essen-Steele. In den beiden Bohrungen wurden die Kiese mit je 3 m Mächtigkeit durchsunken, ohne daß damit ihre Unterkante erreicht war. In den neuen Entnahmebrunnen des Velberter Wasserwerkes wurden sie 6,00—6,50 m mächtig gemessen. Flußabwärts nach den Kiesinseln nordwestlich des Velberter Wasserwerkes zu erhöht sich die Mächtigkeit auf etwa 8 m, während sie nach der südlichen Bergseite abnimmt. In der 200 m vom Talrand entfernt gelegenen Bohrung 6 mag sie 5 m betragen, um weiter nach Süden auszukeilen (Abb. 13). Das gleiche gilt auch in dem Gebiete südlich von Br. 15 sowie im Einmündungstrichter des Vogelsangbaches.

Während die bisher behandelte Talausfüllung dem höheren Niederterrassenniveau von 42—45 m + NN angehört, zeigt die 2 m tiefer gelegene, den Fluß begleitende, 100—150 m breite Talfläche im Aufbau ihres Untergrundes Abweichungen, indem die Auelehmdecke etwa 1 m Mächtigkeit erreicht. Die unter ihr anstehenden Schotter entsprechen in ihrer Größe, Zusammensetzung und ihrem Hohlrauminhalt den in der übrigen Talausfüllung vorhandenen, ihre Mächtigkeit wechselt aber entsprechend der Lage des Felsuntergrundes erheblich. Soweit die Ruhr nicht in den älteren karbonischen Untergrund eingeschnitten ist, fließt sie in ihnen. Erst oberhalb von Fluß-

kilometer 23,1 vergrößert sich die Schottermächtigkeit im Flußbett dadurch, daß der feste Untergrund absinkt. Entlang dem Südwestufer der Ruhr begleiten die Schotter den Fluß und bilden das Filter für in das Grundwasser übertretendes Flußwasser.

II. Die Wasserführung der Ruhr und die örtlichen Niederschläge

Zur Deutung der Grundwasserverhältnisse im Gebiete bei Kettwig v. d. Br. erwies sich als notwendig, näher auf die Wasserführung der Ruhr einzugehen, da sie für das Talstück den Grundwasservorfluter bildet und damit bestimmend für die Grundwassermenge, das Grundwassergefälle und die Grundwassergeschwindigkeit ist. Jedoch kommt dem offenen Fluß nicht die Bedeutung wie sonst im Ruhrtale zu, da gerade bei Kettwig v. d. Br. ein örtlicher starker Grundwasserstrom, der aus dem Niederschlagsgebiet des Vogelsangbaches gespeist wird, vorhanden ist und diesen Bach begleitend in das Ruhrtal übertritt. Ehe daher die Grundwasserverhältnisse dargestellt werden können, sollen zunächst die Veränderungen der Ruhrwassermenge, die Bewegungen des Ruhrspiegels und die Niederschläge im Einzugsgebiet des Vogelsangbaches in ihren Beziehungen zu den Flußwassermengen aufgezeigt werden.

1. Die Ruhrwassermengen bei Kettwig und die Pegelstände der Ruhr

Der Ruhrspiegel wurde in Kettwig am Unterwasser der Kettwiger Schleuse, am Pegel bei Flußkilometer 22,0 und an dem Hilfspegel bei Flußkilometer 22,75 auf der Höhe des Velberter Wasserwerkes in der Gesamtzeit von Anfang 1934 bis Ende 1935 beobachtet (Abb. 2).

Zur Beurteilung der täglichen Ruhrwassermengen diente der Abfluß aus dem Baldeneysee. Zwar verliert die Ruhr auf ihrem Wege von Essen—Werden nach Mitzwinkel größere Wassermengen an das sie begleitende Grundwasser, da aber oberhalb von Kettwig eine starke Talverengung das Tal zusammenschnürt, nimmt der Fluß das ganze Grundwasser wieder auf. Örtliche Grundwasserverluste, wie etwa im Entnahmegebiet des Kruppschen Wasserwerkes an der Einmündung des Wolfsbachtales, werden durch zuströmendes Oberflächen- und Niederschlagswasser wieder ausgeglichen, so daß die das Kettwiger Gebiet passierende Ruhrwassermenge der aus dem Baldeneysee abfließenden Menge gleichgesetzt werden kann.

a) Darstellung der Ruhrwassermengen

Der Wechsel in den Ruhrwassermengen während der an und für sich kurzen Beobachtungszeit wird im folgenden in seinen wesentlichen Zügen zusammengefaßt, wobei Niedrigwasser = 14 m^3/sec, Mittelwasser = 70 m^3/sec und Hochwasser = und > 140 m^3/sec bezeichnet (Abb. 2). Die durchschnittliche Ruhrwassermenge beträgt im Juni und Juli 1934 mit 17,6 bzw. 15,2 m^3/sec nur wenig mehr als die Niedrigwassermenge, die im August mit 13,1 m^3/sec unterschritten wird. Erheblich geringere Wassermengen führt die Ruhr im September 1934, wo als Minimum 6,4 m^3/sec am 10. September und im Monatsdurchschnitt nur 9,6 m^3/sec er-

reicht werden. Während der ersten Oktoberhälfte liegt der tägliche Durchschnitt mit 10,5 m³/sec noch erheblich unter der Niedrigwassermenge. In der zweiten Hälfte steigt die Ruhr und führt am 19. Oktober 1934 Mittelwasser. Auch im November und Dezember tritt bei Durchschnittsmengen von 41,6 und 46,0 m³/sec die Mittelwassermenge zweimal auf. Im Januar 1935 wird dem gegenüber die Hochwassergrenze zweimal überschritten, jedoch bleibt der tägliche Durchschnitt mit 97,6 m³/sec noch erheblich unter ihr. Erst im Februar beläuft sich dieser auf 177,9 m³/sec, wozu je ein Hochwasser mit

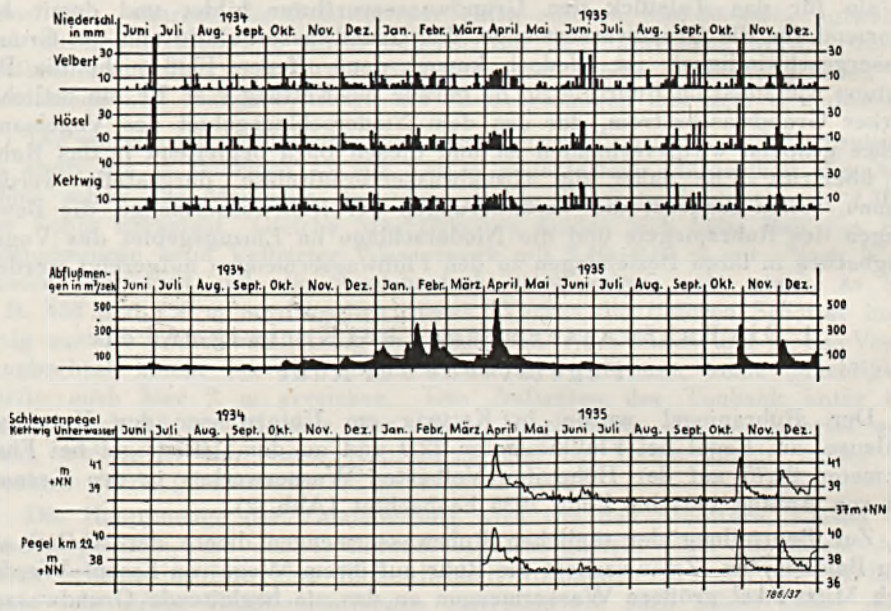


Abb. 2.
Die Niederschläge, Ruhrwassermengen und Ruhrpegelstände bei Kettwig

356 und 372 m³/sec zu Beginn der ersten und zweiten Monatshälfte beiträgt. Der März zeigt ein Herabgehen unter die Mittelwassergrenze, so daß diese vom Durchschnitt mit 60 m³/sec nicht mehr erreicht wird. Demgegenüber wird im April die Mittelwassergrenze nur vereinzelt unterschritten. Infolge eines großen Hochwassers am 11. April 1935 mit 553,6 m³/sec liegt der Durchschnitt auf 158,8 m³/sec. Im Mai und Juni geht die Ruhrwassermenge zurück und nähert sich gelegentlich schon der Niedrigwassergrenze. Die Monatsdurchschnitte betragen 39,6 und 30,7 m³/sec. Während im ersten Juli-drittel noch Wassermengen bis 33 m³/sec die Ruhr durchfließen, schwankt die Menge im übrigen Teil des Monats mit durchschnittlich 18,5 m³/sec um die Niedrigwassergrenze. Auch im August hält dieser Zustand an. Da nur an 13 Tagen über 14,0 m³/sec gemessen wurden, beträgt der Monatsdurchschnitt 13,1 m³/ sec. Im September 1935 liegen die Verhältnisse günstiger als im gleichen Monat des Jahres 1934, da die Wassermenge nur an drei

Tagen unter die Niedrigwassergrenze sinkt, so daß der Monatsdurchschnitt 17,1 m³/sec ergibt. Ähnliche Verhältnisse bringt der Oktober bis auf die letzten vier Tage. Das hier auftretende Hochwasser mit 345,8 m³/sec bewirkt ein Ansteigen des Monatsdurchschnittes auf 44,1 m³/sec, der im November mit 38,8 m³/ nur wenig tiefer liegt. Im Dezember wird die Mittelwassermenge im Monatsdurchschnitt mit 79 m³/sec überschritten, da im Monatsanfang ein Hochwasser auftritt und am Ende die Hochwassergrenze ziemlich erreicht wird.

b) Der Gang der Ruhrpegel

In der Beobachtungzeit hat sich der Ruhrwasserspiegel am Unterwasserpegel der Kettwiger Schleuse, am Pegel bei Flußkilometer 22,75 und bei Flußkilometer 22,00 wie folgt entwickelt (Abb. 2). Während der zunächst beobachteten Niedrigwasserzeit vom 1. Juni bis 15. Oktober 1934 lag der Unterwasserspiegel an der Kettwiger Schleuse auf 37,7—37,9 m + NN, am Pegel bei Flußkilometer 22,75 auf 37,4—37,6 m + NN und am Pegel bei Flußkilometer 22,00 auf 36,9—37,0 m + NN. In der Folgezeit bis Ende Dezember 1934 zeigte der Schleusenpegel bei durchschnittlich 40 m³/sec 38,2 bis 39,1 m + NN, der Pegel bei Flußkilometer 22,75 37,85—38,75 m + NN und bei Flußkilometer 22,00 37,15—37,80 m + NN. Die beiden Hochwässer am 7. und 27. Januar 1935 bewirkten stärkere Anstiege, so daß am 27. Januar 1935 am Unterwasserpegel 40,08 m + NN gemessen wurden, während der tiefste Stand am 13. Januar 1935 mit 38,98 m + NN eintrat. Die entsprechenden Pegelhöhen für die beiden anderen Pegel sind 39,65 und 38,65 m + NN bzw. 39,2 und 37,7 m + NN. Die Pegelschwankungen im Februar sind wegen der beiden Hochwässer von 356 und 372 m³/sec noch stärker, zumal die Ruhr in der Zwischenzeit auf Mittelwasser zurückfiel. Am 6. Februar 1935 lag der Unterwasserpegel an der Schleuse bei 249,2 m³/sec auf 40,48 m + NN und am 12. Februar bei einem guten Mittelwasser auf 39,33 m + NN. Die beiden anderen Pegel zeigten am 6. Februar ungefähr 39,80 bzw. 39,55 m + NN und am 12. Februar 38,95 bzw. 38,00 m + NN an. Mit der Abnahme der Wassermenge im März geht der Unterwasserpegel auf 38,32 m + NN zurück, um am Monatsende wieder zu steigen. Die Pegel bei Flußkilometer 22,75 und bei 22,00 geben 38,00 bzw. 37,23 m + NN an. Durch das Hochwasser in der ersten Aprilhälfte beträgt die durchschnittliche tägliche Wassermenge mehr als 140 m³/sec. Die ungefähr tiefsten Pegelstände des Monats ergeben am 25. April 1935 für die drei Beobachtungsstellen 39,18, 38,72 und 37,80 m + NN. Im folgenden Mai und Juni liegen die Wassermengen zwischen Mittel- und Niedrigwasser. Als Beispiel zeigt der Schleusenspiegel am 30. Mai 1935 bei 29,5 m³/sec 38,03, der Pegel bei Flußkilometer 22,75 38,00 und bei Flußkilometer 22,00 37,22 m + NN. In der Zeit vom 1. Juli bis 28. Oktober 1935 führt die Ruhr Niedrigwasser. Die geringsten Mengen werden im August verzeichnet, so daß die tägliche Wassermenge durchschnittlich auf 13,1 m³/sec sinkt. Es werden am 14. September bei 14,2 m³/sec an den drei Pegelstellen folgende Beobachtungen gemacht: 37,65, 37,50 und 36,93 m + NN. Die Verhältnisse am 19. August und am 8. Oktober 1935, die wegen ihrer tiefen Ruhrspiegellage besonderes Interesse auf sich ziehen, sind ähnlich; sie dienen als Stichtage für die Niedrigwasserzeit und sollen neben anderen bei der Darstellung der Grundwasserverhältnisse ausgewertet werden.

2. Die Niederschläge im Einzugsgebiet des Vogelsangbaches und die Beziehungen zu den Ruhrwassermengen

Das bei Kettwig v. d. Br. aus dem Vogelsangbachtal in das Ruhrtal übertretende kalkhaltige Grundwasser spendet, wie chemische Untersuchungen (nach Prof. Bruns-Gelsenkirchen) ergaben, einen erheblichen Teil des vom Velberter Wasserwerk entnommenen Grundwassers. Da der abfließende Grundwasserstrom weiter unterhalb in die Ruhr einmündet, ist ein Zusammenhang seines Spiegels mit den Ruhrwasserständen zu erwarten. Jedoch bleibt nachzuprüfen, wieweit die den seitlichen Grundwasserstrom erzeugenden Niederschläge von Einfluß auf die Spiegelverhältnisse dieses Grundwassers sind. Deshalb wird auf die Niederschläge im Einzugsgebiet des Vogelsangbaches eingegangen. Ein zunächst zu erwartender Zusammenhang zwischen dem Unterlauf des Vogelsangbaches in der Ruhrtalaue, dem sogenannten Rinderbach, mit dem Grundwasser besteht nicht, wie sich aus der Darstellung der Grundwasserkarten ergibt, so daß dieser Bach in seinem durch mitgeführten Schlamm abgedichteten Bett isoliert über dem tiefergelegenen Grundwasser fließt.

Das Niederschlagsgebiet des Vogelsangbaches wird oberirdisch von einer Linie umgrenzt, die vom Ruhrtal bei Schloß Hugenpoet aufsteigend über Hösel, Heiligenhaus, das Stadtgebiet Velbert von Süden über Osten nach Norden umfassend, über Hetterscheidt und Isenbügel nach Kettwiger Busch verläuft, um hier wieder in das Ruhrtal einzumünden. Die Größe des Niederschlagsgebietes mißt 21,5 km². Der mittlere Jahresabfluß beträgt 11,2 Mio m³. Als Grundlage zur Darstellung der Niederschläge für die Stationen Velbert und Hösel im Einzugsgebiete des Vogelsangbaches und für Kettwig dienten die Angaben des Reichsamtes für Wetterdienst bzw. des Luftamtes in Münster. Die Gesamtniederschläge für 1935 von Hösel liegen niedriger als die von Velbert. Die Station dürfte wegen ihrer Lage die höchsten Niederschläge aufweisen, denn die Beobachtungen vom rund 210 m tiefer gelegenen Kettwig sind um — 1/4 geringer. Ein Vergleich mit den von Hellmann angegebenen Zahlen zeigt, daß das Jahr 1935 niederschlagsarm war, indem es mit 919,1 mm hinter den mittleren jährlichen Niederschlägen um 121 mm zurückbleibt.

Die täglichen Niederschläge der drei Stationen sind in Abb. 2 dargestellt. Ihre Höhe erreicht und überschreitet in Velbert in den 1 1/2 Jahren der Beobachtungen sechsmal 20 mm täglich und zwar in der Zeit der Sommer- und Herbstregen. Demgegenüber waren der März, Mai, Juli und August 1935 besonders niederschlagsarm.

Bei einem Vergleich der Niederschläge mit den Ruhrwassermengen ergibt sich eine Parallelität. So ist zu erkennen, daß mit den hohen Niederschlägen im April 1935 gleichzeitig das größte Hochwasser der ganzen Beobachtungszeit auftritt. Ebenso fallen die weiteren Hochwässer im Januar und Februar sowie im Oktober und Dezember 1935 mit starken örtlichen Niederschlägen zusammen. Besonders typisch tritt das Ruhrhochwasser im Oktober nur einen Tag später als das örtliche Niederschlagsmaximum auf. Aber auch die Mittelwassermengen spiegeln sich in den örtlichen Niederschlägen wieder. Die beiderseitigen Maxima können bis zu vier Tagen auseinander liegen,

indem die örtlichen Niederschläge den Ruhrwassermengen vorauseilen. Es ist somit festzustellen, daß die Zeit stärkerer Niederschläge mit jener größerer Ruhrwassermengen übereinstimmt. Das Vogelsangbachtal ist daher als Teil eines unter den gleichen meteorologischen Bedingungen stehenden Niederschlagsgebietes anzusehen, das ungefähr gleichzeitig mit diesem seine Niederschläge empfängt. Spiegelanstiege der Ruhr treten jedoch wegen der Länge des zurückgelegten Flußweges, in den noch eine ganze Anzahl von Stauseen und Talsperren eingeschaltet sind, einige Tage später ein. Auf die weiteren Beziehungen zwischen den Ruhrspiegeln und den natürlichen Spiegelschwankungen des Vogelsangbachgrundwassers wird daher bei der anschließenden Besprechung der Grundwasserverhältnisse einzugehen sein.

III. Das Grundwasservorkommen im Einzugsgebiet des Velberter Wasserwerkes

Die im Untersuchungsgebiet ausgeführten Grundwasserspiegelmessungen (Abb. 3) sind in einer Anzahl von Grundwasserkarten (Abb. 5—12) und in einem Profil (Abb. 13) verwertet worden, welche die Spiegelverhältnisse des der Fassungsanlage des Velberter Wasserwerkes zuströmenden Grundwassers erkennen lassen. Das Grundwasser aus dem Vogelsangbachtal grenzt hier gegen uferfiltriertes Ruhrgrundwasser. Die Grundwasserspiegelmessungen sollen im folgenden, soweit erforderlich, zunächst betrachtet werden.

1. Kritische Auswertung der Grundwasserspiegelmessungen

Zur Beobachtung des Grundwasserstromes in der Talaue wurden im ganzen 20 Rohrbrunnen gesetzt, unter denen sich die oben (S. 189) beschriebenen zwei gebohrten Brunnen befinden. Die übrigen Brunnen wurden nach Art der Abessinierbrunnen geschlagen. Die Rohre haben einen Durchmesser von 50 mm. An ihrem unteren Ende ist eine 1 m lange Spitze aufgeschraubt. Das durchlochte Rohrstück der Spitze ist 0,55 m lang. Die Löcher, welche einen Durchmesser von 3 mm haben, stehen gegenseitig 1,6 cm auseinander. Nach dem Setzen wurden die Rohre abgepumpt. Die durchlochten Rohrstücke stehen in den sandigen Kiesen, so daß die Brunnen zuverlässig arbeiten. Nicht alle Spiegel waren jedoch einwandfrei, und besonders ist auf den Brunnen 4 hinzuweisen, der mit Verzögerung den allgemeinen Grundwasserveränderungen folgte (Abb. 4). Daher sind die in ihm gemessenen Spiegel Anfang 1935 zu niedrig, während sie von Anfang März an für das ganze Jahr zu hoch liegen. Da der Beobachtungsbrunnen offenbar in die oberste zerrüttete Zone des felsigen Untergrundes getrieben ist, so darf aus dem abweichenden Verhalten geschlossen werden, daß dieser eine gewisse Durchlässigkeit hat.

Der gegenseitige Abstand der Brunnen beträgt bis 450 m. Die monatlich zwei- bis viermal vorgenommenen Messungen wurden mit dem Meßband und der Wasserpfeife ausgeführt.

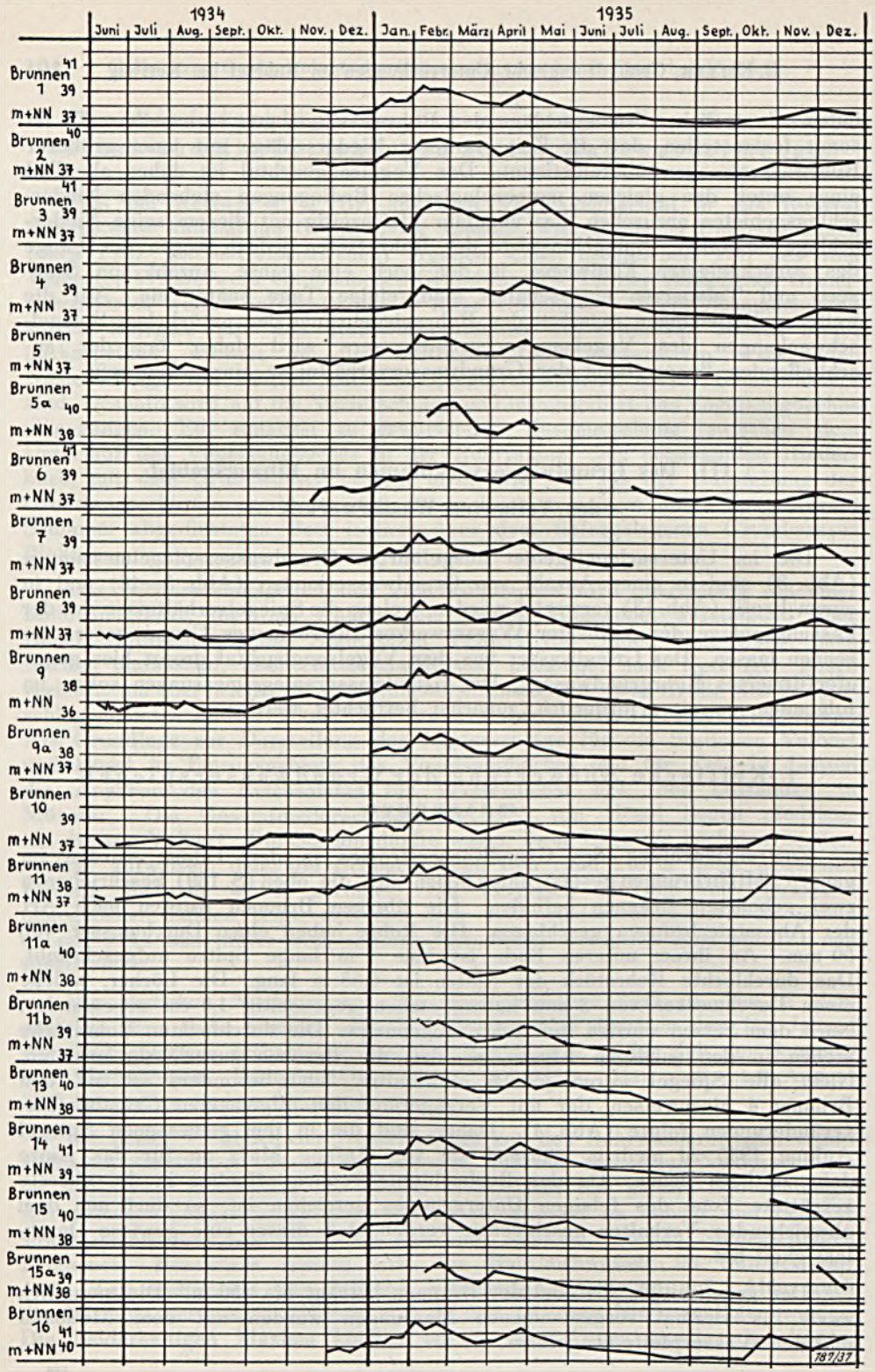


Abb. 3. Die Grundwasserbeobachtungen bei Kettwig in der Zeit vom 1. 6. 1934 bis 31. 12. 1935

2. Die Grundwasserverhältnisse

a) bei Ruhrhochwasser (über 140 m³/sec)

Am 6. Februar 1935 (Abb. 5 und weiter, auch im folgenden, Abb. 13) führte die Ruhr 249,2 m³/sec, nachdem am 4. Febuar 1935 356,0 und am 5. Februar 306,6 m³/sec durchgeflossen waren. Im Grundwasser ist die Einwirkung der fallenden Ruhr noch nicht zu erkennen. Da Ende Januar und Anfang Februar im Kettwiger und Velberter Gebiet größere Niederschläge gefallen waren, finden sich vor dem Einmündungstrichter des Vogelsangbaches Grundwasserhöhen bis zu 42,04 m + NN. Von diesem Grundwasser fließt ein kleiner Teil dem südlichen Ruhrarm unterhalb der Eisenbahnbrücke unmittelbar zu, während etwa $^2/_3$ der Fläche vom Grundwasser durchströmt

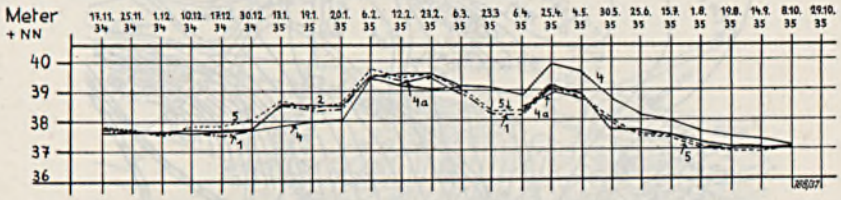


Abb. 4. Vergleich der Spiegelmessungen in den Grundwasserbeobachtungsbrunnen 1, 2, 4, 4 a und 5

wird, welches in die Fassungsanlage des Velberter Wasserwerkes gelangt. Der Spiegel im Hauptentnahmebrunnen liegt auf 38,44 m + NN. Das von der Ruhr erzeugte Grundwasser tritt auf einer 570 m langen Strecke über. Es drängt stark in die Talaue, wie die Spiegel der Br. 5, 1, 2 und 3 zeigen. Die Grenze zwischen dem Vogelsangbachgrundwasser und dem Ruhrgrundwasser schwenkt nach anfänglichem NW-Verlauf nach Westen ab, so daß die in ihrer Verlängerung liegende untere Scheitelung (S. 198) auf das Wäldchen bei Schl. Hugenpoet zu auftritt. Die Grundwassermächtigkeit beträgt bei Br. 9 und 11 5,2 m, bei Br. 6 4,00 m und bei Br. 14 4,50 m. Die Mächtigkeit bei den beiden im Ruhrgrundwasser stehenden Br. 7 und 8 beläuft sich auf 4,00 bis 4,50 m. Bei der vom Velberter Wasserwerk erreichten größten Tiefe des Absenkungstrichters von 2,00—2,50 m liegen noch 3,00 m grundwassererfüllte Schichten unter dem Entnahmespiegel. Das Gefälle des Vogelsangbachgrundwassers beträgt 1:140 bis 1:700 und des Flußgrundwassers 1:400 (in beiden Fällen außerhalb des Absenkungstrichters). Die Breite des der Fassungsanlage zufließenden Berggrundwasserstromes mißt 670 m. Der für die flächenhafte Verteilung des Grundwassers wichtige Unterschied zwischen dem zuströmenden Vogelsangbachgrundwasser (in Br. 14 gemessen) und dem abströmenden Ruhrwasser bei Flußkilometer 22 beträgt 2,49 m. Die eigentliche Vorflut liegt bei Hugenpoet im abziehenden Grundwasserstrom.

Ein völlig andersartiges Bild der Grundwasserverteilung ergibt sich für den 23. Februar 1935 (Abb. 6), an dem die Ruhr ein Hochwasser von 146,8 m³/sec führte. Vorher war am 18. Februar ein Hochwasser mit 372 m³/sec durchgeflossen. In den folgenden Tagen war die Ruhrwassermenge zuerst um

100, dann um 75, weiter um 40, um 30 und vom 22. auf 23. Februar um 2,8 m³/sec zurückgegangen. Durch das Hochwasser war das Grundwasser zurückgestaut worden. Es schloß sich am 23. Februar dem zurückgehenden Ruhrpegel an. Der der Fassungsanlage zuströmende Teil des Vogelsangbachgrundwassers ist mit 600 m schmal. Er umgreift beiderseits wegen seines starken Gefälles das nur auf der kurzen Strecke von 260 m übertretende Ruhrgrundwasser. Die Grenze der beiden Grundwasserarten verläuft in einem Bogen vom Ufer

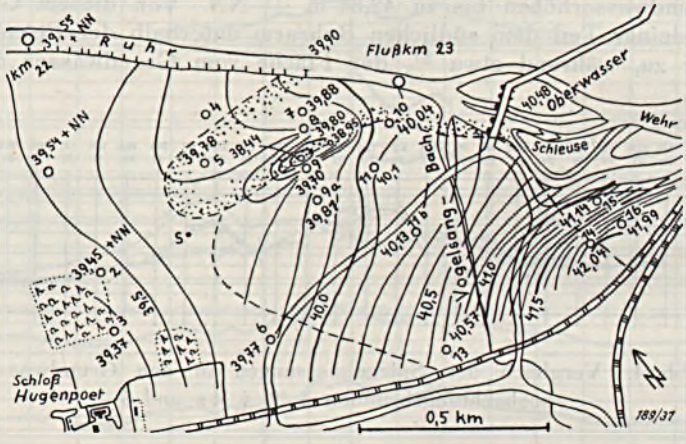


Abb. 5. Die Grundwasserverhältnisse am 6. 2. 1935; Ruhrwassermenge 249,2 m³/sec.
Grenze des gefaßten Berggrundwassers, gerissene Linie — Grenze des gefaßten Flußgrundwassers, gerissene Linie mit Punktierung

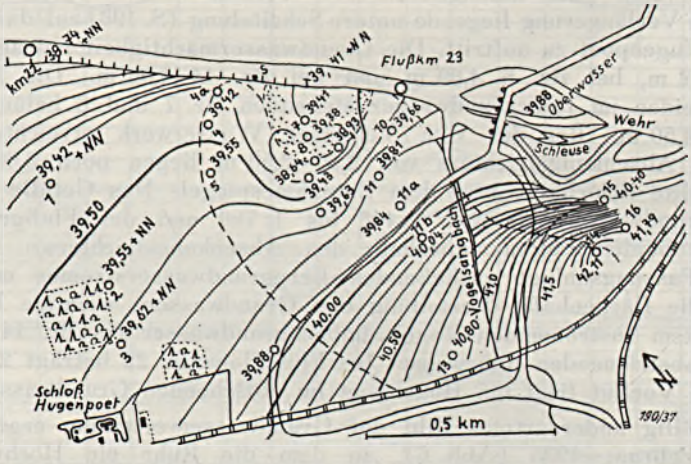


Abb. 6. Die Grundwasserverhältnisse am 23. 2. 1935; Ruhrwassermenge 146,8 m³/sec.

durch den Entnahmebrunnen und zur Ruhr zurück. Die untere Scheitelung liegt bei Flußkilometer 22,6 im Flußspiegel. Die Grundwassermächtigkeiten entsprechen denen des 6. Februar 1935. Die Differenz zwischen Br. 14 und dem Pegel bei Flußkilometer 22 beträgt 3,37 m.

b) bei Mittelwasser und Mittel-Niedrigwasser

Ein großes Mittelwasser passierte am 6. April 1935 (Abb. 7) die Ruhr bei Kettwig. Der Fluß ist im langsamen Steigen begriffen. Fünf Tage später traf ein großes Hochwasser ein. Das Steigen der Ruhr gibt sich in einem starken Gefälle des Ruhrgrundwassers zu erkennen, welches 1:100 und weniger beträgt. Auch die Talaue bei Flußkilometer 22 nimmt Grundwasser auf, so daß die Vorflut für das gesamte Grundwasser in der Talaue selbst

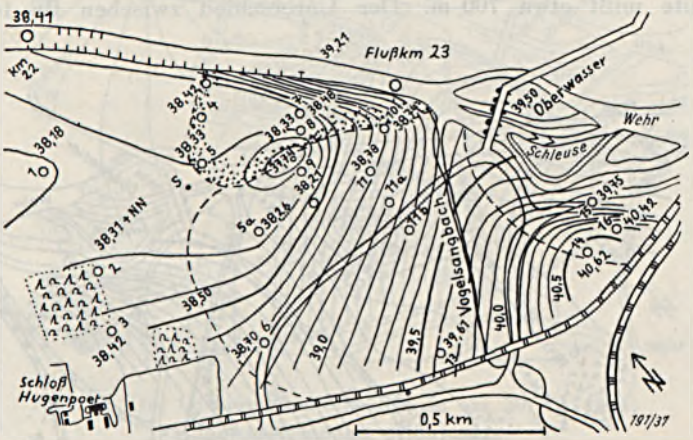


Abb. 7. Die Grundwasserverhältnisse am 6. 4. 1935; Ruhrwassermenge 116,5 m^3/sec.

liegt. Die Ruhr gibt auf einer 650 m langen Strecke Grundwasser ab, während der gefaßte Vogelsangbachgrundwasserstrom 850 m breit ist. Das Gefälle in der Nähe von Br. 11 beträgt 1:400. Die Grenze zwischen den beiderseitigen Grundwasserarten verläuft ost-westlich, so daß die untere Scheitelung in Richtung auf Br. 2 zu liegt. Die Differenz zwischen Br. 14 und dem Pegel bei Flußkilometer 22 bzw. der unteren Scheitelung mißt 2,21 und 2,34 m. Die grundwasserführende Schicht ist im Bereich des Ruhrgrundwassers bei Br. 7 und 8 2,9, im Bereich des Vogelsangbachgrundwassers bei Br. 9 3,5, bei Br. 11 3,9, bei Br. 6 gegen 3,0 m und bei Br. 14 3,5 m mächtig.

Die Wasserführung der Ruhr liegt Mitte Januar unter der Mittelwassergrenze. Als am 19. Januar 1935 62,1 m^3/sec durchfließen (Abb. 8), sind die Wasserverhältnisse ziemlich konstant. Ein vorangegangenes Hochwasser gibt sich noch in dem starken Grundwassergefälle südlich von Flußkilometer 22 zu erkennen. Infolgedessen ist die Differenz zwischen Br. 14 und dem Pegel bei Flußkilometer 22 bzw. der Höhe der unteren Scheitelung mit

3,19 bzw. 2,59 m recht erheblich. Die Grenze zwischen Fluß- und Vogelsangbachgrundwasser schwenkt daher nach anfänglich nordwestlichem Verlauf nach Norden ab, so daß die untere Scheitelung nördlich des Wasserwerkes der Ruhr genähert liegt. Damit zusammenhängend ist die Entnahmebreite an der Ruhr nur 450 m lang, während die Breite des gefaßten Vogelsangbachgrundwassers 750 m mißt. Das Bild der Grundwasserverteilung ähnelt sehr stark dem des 23. Februar 1935, obgleich an diesem Tage mehr als die doppelte Wassermenge die Ruhr durchfloß. Die Grundwassermächtigkeiten betragen bei Br. 7 und 8 etwa 2,85 m und bei Br. 11 3,85 m.

Die Wassermenge des 30. Dezember 1934 nimmt mit 47 m³/sec eine Zwischenstellung zwischen Mittel- und Niedrigwasser ein (Abb. 9). Die Ruhr ist in langsamem Steigen begriffen und überschreitet schon am 1. Januar 1936 die Mittelwassergrenze. Die gleichzeitigen Niederschläge sind ziemlich hoch. Das Gefälle des Vogelsangbachgrundwasserstromes ist mit 1:290 m steil. Seine Breite mißt etwa 700 m. Der Unterschied zwischen Br. 14 und dem

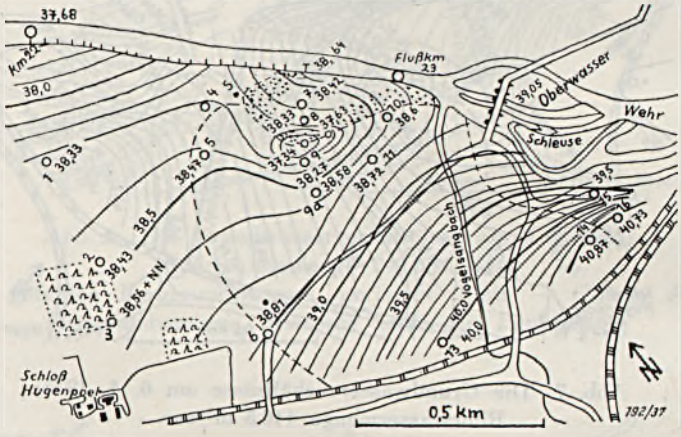


Abb. 8. Die Grundwasserverhältnisse am 19. 1. 1935; Ruhrwassermenge 62,1 m³/sec.

Pegel bei Flußkilometer 22 bzw. der unteren Scheitelung mißt 2,94 bzw. 2,45 m. Das Steigen der Ruhr ist in dem Vorschieben des Flußgrundwassers, welches auf einer 450 m langen Strecke übertritt, auf Br. 5 zu zu erkennen, so daß die Grenze der beiderseitigen Grundwasserarten ostwestlich verläuft und die untere Scheitelung auf Br. 2 zu liegt. Die Grundwassermächtigkeit beläuft sich bei Br. 11 außerhalb des Entnahmetrichters auf 3,75 m, bei Br. 8 auf 2,65 m.

c) bei Niedrigwasser

Im September 1935 führt die Ruhr Niedrigwasser und z. T. etwas mehr. Am 14. September durchfließen 14,2 m³/sec das Ruhrbett (Abb. 10). Da seit dem 6. September fast keine Niederschläge gefallen waren, ist die Breite des

beanspruchten Vogelsangbachgrundwassers mit 770 m sehr groß. Auch die Filterfläche entlang dem Ruhrufer ist mit 730 m besonders lang. Die Differenz zwischen Br. 14, der unteren Scheitelung und dem Pegel bei Flußkilometer 22 beträgt 2,42 bzw. 2,46 m. Die im Brunnen 11 gemessene Mächtigkeit ist beeinflußt und erreicht nur noch 2,42 m (ohne Beeinflussung etwa 2,62 m). Im Br. 8 liegt sie unter 1,4 m. Bei einer maximalen Tiefe des Absenkungstrichters von 2,50 m nähert sich die zu hebende Wassermenge ihrer natürlichen Grenze. Die Linie zwischen Vogelsangbachgrundwasser und Flußgrundwasser verläuft nach Nordwesten, und die untere Scheitelung liegt auf die Vorflut bei Flußkilometer 22 zu.

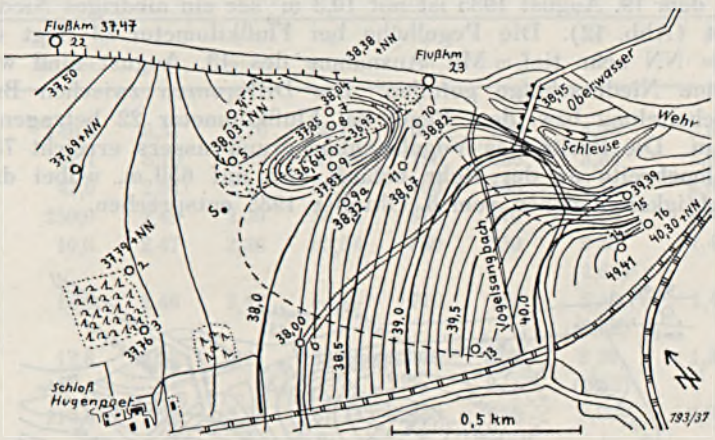


Abb. 9. Die Grundwasserverhältnisse am 30. 12. 1934; Ruhrwassermenge 47 m³/sec.

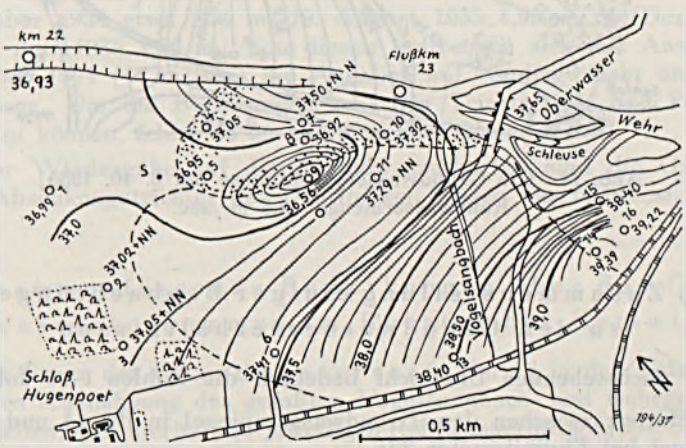


Abb. 10. Die Grundwasserverhältnisse am 14. 9. 1935; Ruhrwassermenge 14,2 m³/sec.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Beobachtung vom 8. Oktober 1935 gibt bei 12,8 m³/sec Abfluß die Verhältnisse einer Niedrigwasserperiode wieder (Abb. 11). Regen war in der vergangenen Zeit nur spärlich gefallen. Die Breite des gefaßten Vogelsangbachgrundwassers mißt 800 m, während die Breite des durch das Ufer tretenden Flußwassers sich auf 700 m beläuft. Die Höhenunterschiede zwischen Br. 14, unterer Scheitelung und Flußkilometer 22 haben die minimalen Beträge von 2,21 bzw. 2,28 m, ähnlich wie am 6. April 1935 bei einer Flußwassermenge von 116,5 m³/sec. Demgegenüber sind aber an diesem Tage die Grundwassermächtigkeiten nur gering. Br. 11 ist wie am 14. September mit 2,38 m beeinflußt (etwa 2,62 m unbeeinflußt). Br. 8 weist eine Grundwasserhöhe von weniger als 1,36 m auf.

Unter dem 19. August 1935 ist mit 10,3 m³/sec ein niedriges Niedrigwasser verzeichnet (Abb. 12). Die Pegelhöhe bei Flußkilometer 22 liegt daher mit 36,94 m + NN sehr tief. Mit Ausnahme des 13. August sind wochenlang vorher keine Niederschläge gefallen. Die Differenzen zwischen Br. 14, der unteren Scheitelung bzw. dem Pegel bei Flußkilometer 22 betragen nur 2,36 bzw. 2,47 m. Die Breite des Vogelsangbachgrundwassers erreicht 750 m, und die Entnahmebreite an der Ruhr beläuft sich auf 650 m, wobei die Grundwassermächtigkeiten denen vom 8. Oktober 1935 entsprechen.

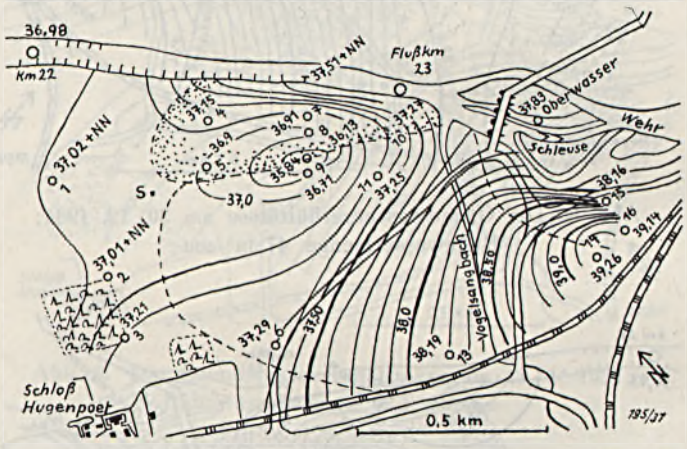


Abb. 11. Die Grundwasserverhältnisse am 8. 10. 1935; Ruhrwassermenge 12,8 m³/sec.

d) Zusammenstellung einiger Beobachtungen zu den Grundwasserverhältnissen

In der nachstehenden Übersicht bedeuten die Zahlen 1—8 folgendes:

1. Differenz zwischen dem Grundwasserspiegel in Br. 14 und dem Ruhrpegel bei Flußkilometer 22;
2. Differenz zwischen dem Grundwasserspiegel in Br. 14 und der unteren Scheitelung;

3. Vom Velberter Wasserwerk gemessener Wasserspiegel im Hauptentnahmebrunnen;
4. Breite des der Fassungsanlage zufließenden Vogelsangbachgrundwassers;
5. Länge der Filterfläche am südwestlichen Ruhrufer;
6. Grundwassermächtigkeit im Br. 11, (eingeklammerte Zahlen = unbeeinflußter Spiegel am 19. August, 14. September, 8. Oktober 1935);
7. Grundwassermächtigkeit im Br. 8 (im Trichter);
8. Lage der unteren Scheitelung vom Hauptentnahmebrunnen aus.

Tag	m^3/sec	1 m	2 m	3 + NN	4 m	5 m	6 m	7 m	8
23. 2. 1935	146,8	3,37	2,76	38,64	600	260	4,95	3,85	NNO
19. 1. 1935	62,1	3,19	2,59	37,34	750	450	3,85	2,85	N
30. 12. 1934	47,0	2,94	2,45	36,64	700	450	3,75	2,65	W
6. 2. 1935	250,0	2,49	2,39	38,44	670	570	5,20	4,30	W
19. 8. 1935	10,3	2,47	2,36	35,54	750	650	2,38 (2,63)	< 1,40	WNW
14. 9. 1935	14,2	2,46	2,42	—,—*	770	730	2,42 (2,62)	< 1,40	NW
8. 10. 1935	12,8	2,28	2,21	35,84	800	700	2,38 (2,63)	< 1,36	WNW
6. 4. 1935	116,5	2,21	2,34	37,74	850	650	3,90	2,90	WNW

* Nicht beobachtet.

Einige Angaben über Absenkungstrichtertiefen ließen sich ermitteln: 26. September 1934 etwa 2,30 m, 19. August 1935 1,95 m, 30. Dezember 1934 1,80 m, 15. Juli 1935 1,70 m. Von diesen erstrecken sich mit Ausnahme vom 30. Dezember 1934 (47 m^3/sec) die Angaben auf Niedrigwasser und niedriges Niedrigwasser. Um die Beziehungen zwischen Trichtertiefe und Fördermenge darstellen zu können, fehlte es an ausreichenden Unterlagen.

Bei der Wiedergabe auf den Grundwasserkarten sind die Grundwasserlinien im Absenkungstrichter der Deutlichkeit wegen nur teilweise verzeichnet.

3. Zusammenfassende Bemerkungen über das Grundwasservorkommen im Ruhrtal bei Kettwig

A) Zur Frage der Grundwasserverteilung in der Talaue und der flächenhaften Ausdehnung des gefaßten Vogelsangbach- und Ruhrgrundwassers ist festzustellen, daß hierbei die jeweiligen Ruhrwassermengen und Spiegelhöhen ohne Bedeutung sind. Die Verteilung der beiden Grundwasserarten im Untergrund wird lediglich durch die natürlichen wechselnden bzw. durch die infolge der Entnahme sich ändernden Vorflutverhältnisse bestimmt, die sich in

der Differenz zwischen dem Grundwasserspiegel am Austritt aus dem Vogelsangbachtale und dem Pegel bei Flußkilometer 22 bzw. der Höhe der unteren Scheitelung ausprägen.

Die Ruhr gibt auf einer 260—730 m langen Strecke Flußwasser an das Grundwasser ab. Ist das Gefälle des Vogelsangbachgrundwasserstromes stärker, was sich in den angegebenen Differenzen ausprägt, wie am 23. Fe-

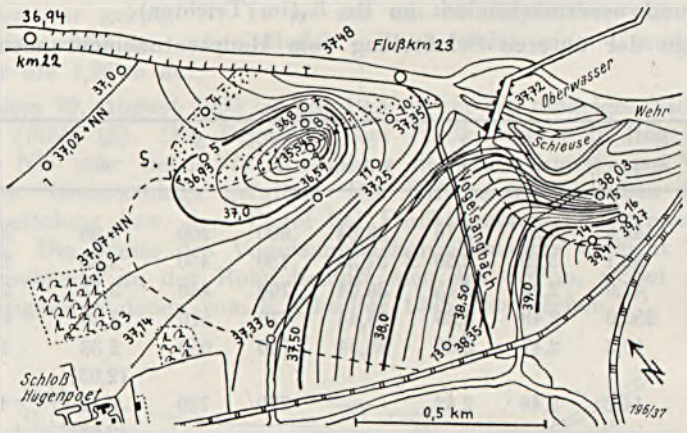


Abb. 12. Die Grundwasserverhältnisse am 19. 8. 1935; Ruhrwassermenge 10,3 m³/sec.

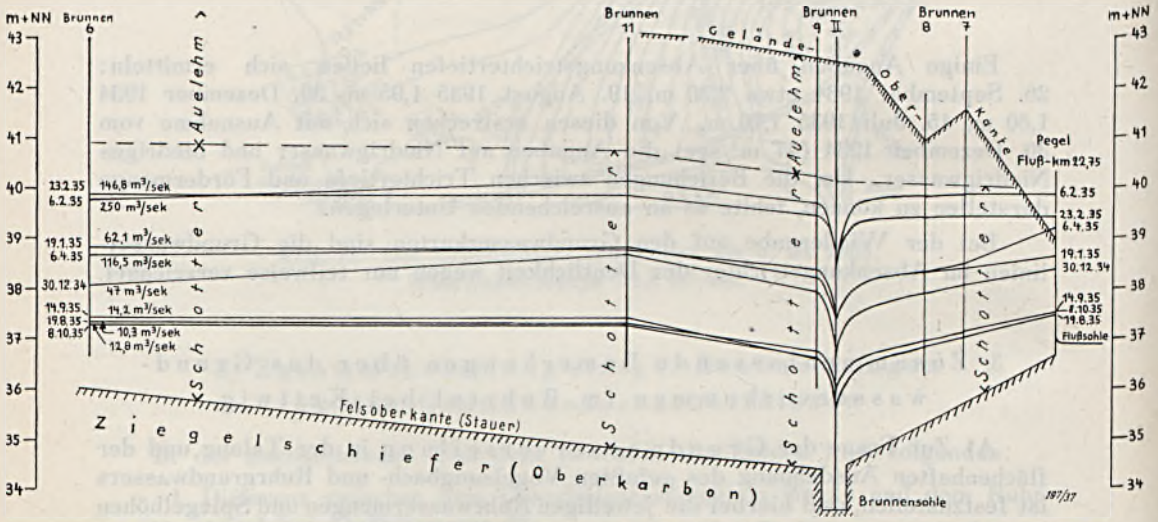


Abb. 13. Profil durch das Grundwassergebiet bei Kettwig von Brunnen 6 durch das Velberter Wasserwerk nach Flußkilometer 22,75

bruar 1935 (146,8 m^3/sec), am 19. Januar 1935 (62,1 m^3/sec), am 30. Dezember 1934 (47 m^3/sec) und am 6. Februar 1935 (249,2 m^3/sec), so ist trotz großer Flußwassermengen und hoher Ruhrspiegel die Filterlänge nur 260 bis 570 m lang. Bei geringerem Gefälle des Vogelsangbachgrundwasserstromes wie am 19. August 1935 10,3 m^3/sec), am 14. September 1935 (14,2 m^3/sec), am 6. April 1935 (116,5 m^3/sec) und am 8. Oktober 1935 (12,8 m^3/sec), mißt die Filterlänge, wiederum unabhängig von der Flußwassermenge, 650—730 m. Da infolge mangelnder Niederschläge im Einzugsgebiet des Vogelsangbachgrundwassers gleichzeitig während der Ruhrniedrigwasserzeiten das Gefälle des Vogelsangbachgrundwassers gering ist, ist die Entnahmebreite aus der Ruhr in den Niedrigwasserzeiten groß.

Die Breite des der Fassungsanlage zuströmenden Vogelsangbachgrundwassers beträgt 600—850 m. Bei stärkerem Gefälle, an den gleichen Tagen wie oben, beläuft sie sich auf 600—750 m, während an den Tagen mit geringem Gefälle die Breite zwischen 750 und 850 m schwankt.

B) Für die Grundwassermächtigkeit sind die Ruhrwassermengen und die örtlichen Niederschläge in gleicher Weise bestimmend. Da größere Ruhrwassermengen etwa gleichzeitig mit größeren Niederschlägen im Einzugsgebiet des Vogelsangbaches auftreten, ist der Grundwasserreichtum bei höherem Flußspiegel größer als in Niedrigwasserzeiten. Es besteht eine Parallelität zwischen den Ruhrspiegeln und den Grundwasserhöhen in der Einmündung des Vogelsangbachtales. Eine Wechselbeziehung zwischen Fluß und Grundwasser ist erst unterhalb der unteren Scheitelung vorhanden, wo sich der Rückstau vom Fluß oder stärkeres Absinken zum Fluß bemerkbar macht, so daß die Vorflut für den abziehenden Grundwasserstrom bald der Ruhr näher liegt, bald in die Talaue wandert. Die Grundwassermächtigkeiten betragen entsprechend der Jahreszeit und den Niederschlägen in den niederschlagsreichen Zeiten (bei Br. 11) 5,30—3,75 m und in den niederschlagsarmen und Niedrigwasserzeiten 3,0—2,5 m.

Ergebnisse

1. Das im Ruhrtal bei Kettwig den Grundwasserstauer bildende Grundgebirge setzt sich hauptsächlich aus den Ziegelschiefern des flözleeren Karbons zusammen und liegt etwa 8—10 m unter der Oberfläche der Talaue.

2. Das Deckgebirge besteht zuoberst aus alluvialem, bis 3 m mächtigem Auelehm. Im tieferen, 6 m messenden Teil, sind Sande, Kiese und Schotter der weichseleiszeitlichen Niederterrasse enthalten, die an ihrer Basis große Gerölle führt. Längs der Ruhr tritt eine ähnlich aufgebaute Schichtfolge einer 2 m tiefer gelegenen alluvialen Terrasse auf.

3. Das freie Grundwasser bewegt sich in den Sanden, Kiesen und Schottern, ohne daß der Grundwasserspiegel, abgesehen von besonders großen Hochwässern und reichen örtlichen Niederschlägen, bis an die Unterkante des Auelehms aufsteigt.

4. Dieses Grundwasser tritt teils als uferfiltriertes Flußwasser in den Untergrund über, teils fließt es als selbständiger Grundwasserstrom aus dem von Velbert herabkommenden und bei Kettwig vor der Brücke einmündenden Vogelsangbachtal zu. Versickerungen in der Ruhrtalaue am Unter-

lauf des Vogelsangbaches, dessen natürlich gedichtetes Bett im Auelehm liegt, haben geringere Bedeutung.

5. Die Grundwasserverteilung wird durch die sich ändernden und durch das Wasserwerk der Stadt Velbert beeinflußten Gefällsverhältnisse zwischen dem Vogelsangbachgrundwasser und der Ruhr bewirkt, indem mit zunehmendem Gefälle die Filterfläche längs des südlichen Ruhrufers sich verringert und mit abnehmendem Gefälle sich verbreitert. Dabei führt der Punkt der unteren Scheitelung eine Wanderung aus, die sich aus dem mittleren Teil der Ruhraue nach Nordwesten bis in die Ruhr und wieder zurück bewegt.

6. Die häufiger geäußerte Ansicht, daß mit steigendem Ruhrspiegel auch die Talaue größere Mengen uferfiltriertes Grundwasser aufnimmt, trifft nur in dem Sonderfall zu, wenn infolge fehlender oder geringerer Niederschläge im Einzugsgebiet des Vogelsangbachgrundwassers dessen Spiegel an der Eintrittsstelle in das Ruhrtal nicht in gleicher Weise steigt. Es herrscht aber im wesentlichen eine zeitliche Übereinstimmung zwischen dem Auftreten der Ruhrwassermengen und den örtlichen Niederschlägen.

7. Da während der Niedrigwasserzeiten der Ruhr auch nur geringe Niederschläge im Niederschlagsgebiet des Vogelsangbachgrundwassers fallen, ist das Grundwassergefälle nur gering, so daß der Fluß auf einer größeren Länge uferfiltriertes Grundwasser in den Untergrund entsendet.

8. Die Grundwassermächtigkeit wird durch die Höhe des Flußspiegels und der Niederschläge im Einzugsgebiet des Vogelsangbaches bestimmt. Ihre natürlichen Schwankungen lagen während der Beobachtungszeit zwischen 2,2 und 5,3 m.

Angeführte Schriften

Hellmann, G.: Klimaatlas von Deutschland. — Berlin 1921.

Keller, G.: Geohydrologische Untersuchungen im Zusammenhang mit dem Bau des Baldeneysees im Ruhrtal bei Essen. — Stille-Festschrift, S. 389 bis 427, Taf. 20—27. Verlag Enke-Stuttgart. 1936.

Nerreter, B.: Wasserversorgung im mittleren Ruhrkohlenbezirk mit besonderer Berücksichtigung der Stadt Essen. — Gas- und Wasserfach, 75, S. 653 bis 658. 1932.

Semmler, W.: Grundwasser und Quellen im ausgehenden Oberkarbon bei Kettwig. — Glückauf, 72, S. 9—13. 1936.

Spethmann, H.: Die Entstehung der Oberflächenformen des Ruhrreviers. — Verh. der Geogr. Abt. d. 89. Tagung der Ges. Deutsch. Naturf. u. Ärzte. Düsseldorf 1926, Breslau 1927.

Wunstorf, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Kettwig. — Berlin 1931.

Urschrift eingegangen am 9. Januar 1937
Druckauftrag erteilt am 12. Oktober 1937

Die Salzbergmergel und ihre Äquivalente in Westfalen

Von Leonhard Riedel, Berlin

Hierzu Tafel 16 und 2 Abbildungen

Inhalt

Seite

A. Einleitung 207
B. Bisherige Stellung der Salzbergschichten 208
C. Stratigraphie der Salzbergschichten und methodische Bemerkungen hierzu 208
D. Paläontologische Bemerkungen zu einigen Inoceramen und Ammoniten der Salzbergschichten 211
E. Stratigraphie des oberen Emschers und unteren Untersenons 224
F. Das Alter der Salzbergschichten 225
G. Zusammenfassung 227
H. Schriften 228

A. Einleitung

Über das Alter der Schichten des Salzberges bei Quedlinburg sind in der Literatur verschiedene Ansichten, mehr oder minder begründet, geäußert worden (vgl. bisherige Stellung der Salzbergschichten). Alle Autoren stützen sich auf ein großes Material, das im Laufe der Zeit von den klassischen Fundpunkten des Salzberges zusammengetragen worden ist. Die meisten nehmen die Fauna der Salzbergschichten als etwas Gegebenes und Einheitliches an und schließen so auf ein einheitliches Alter der Schichten des Salzberges. Eine Ausnahme macht nur E. Stolley (1916), der die Fauna auch mit derjenigen der höheren und tieferen Schichten vergleicht.. Andeutungen, die Schichten des Salzberges in höhere und tiefere zu gliedern, finden sich bei G. Brandes (1905), doch sind die Angaben hierüber außerordentlich unbestimmt, so daß man nicht recht weiß, welche Schichten eigentlich gemeint sind.

Nun sind in der Zeit vom Januar bis Mai 1933 an der Chaussee, die den Salzberg im Westen durchschneidet, Bauarbeiten ausgeführt worden, bei denen Herr Prof. Dr. Seitz horizontmäßige Fossilaufsammlungen ausführen konnte. Die von ihm durchsuchten Schichten sind mit Nr. 1—34 bezeichnet worden, wobei Schicht 1 die höchste ist.

Durch das horizontmäßige Sammeln ist es möglich geworden, die Reihenfolge des Auftretens gewisser wichtiger Leitformen genau zu erfassen und sie mit den entsprechenden Formen aus den höheren und tieferen Schichten des nördlichen Harzvorlandes und Westfalens zu vergleichen. Demnach baut sich die vorliegende Arbeit auf zwei prinzipiellen Methoden auf, die nicht voneinander getrennt werden können:

1. Auf der Verwendung von horizontmäßig gesammeltem Material,
2. Auf einem möglichst genauen Vergleich wichtiger Leitformen mit denen aus höheren und tieferen Schichten.

B. Bisherige Stellung der Salzbergschichten

Die Literatur über die Stellung der Salzberg-Schichten ist zuletzt von L. Burmester (1914) zusammengestellt worden. Es genügt daher, hier eine Reihe von Ansichten über das Alter der Schichten in tabellarischer Form wiederzugeben:

Autor	Jahr	Alter
Cl. Schlüter	1871	Quadratensenon
D. Brauns	1875	Unterstes Senon
G. Müller	1887	Untersenon
W. Dames (nach Burmester)		Mittleres Untersenon
E. Stolley	1897	Meist Emscher, Rest Untersenon
G. Müller	1900	Unteres Untersenon
G. Brandes	1905	Emscher
L. Burmester	1914	Emscher
E. Stolley	1916	Meist Emscher, Rest Untersenon

Über das Alter der Schichten haben sich eingehender eigentlich nur Burmester und Stolley geäußert, auf ihre Ansichten wird im Laufe der Arbeit eingegangen werden.

Die Bezeichnung Salzbergmergel ist besonders von G. Müller in die Kartierung eingeführt worden und bezeichnet Schichten von petrographisch und angeblich auch faunistisch gleichem Habitus. Dies ist für die Klärung der Stratigraphie und Altersstellung der Salzbergschichten zweifellos ungünstig gewesen, da man sich über das genaue Alter der Schichten vieler Lokalitäten nicht vorher an Hand der Fauna Rechenschaft ablegte.

C. Stratigraphie der Salzbergschichten und methodische Bemerkungen hierzu

Die wichtigste und bestbegründete Ansicht über das Alter der Salzbergschichten ist die Stolley's (1916). Er stützt sich hierbei auf Inoceramen, Ammoniten und Belemniten, da die meisten übrigen Fossilien für die stratigraphische Einordnung der Schichten belanglos sind (1916, S. 70—71). Diese Ansicht Stolley's ist, wie ein einziger Blick auf die Burmester'sche Fossil-

tabelle zeigt, durchaus gerechtfertigt, da eine beträchtliche Anzahl Formen noch bis in das Quadratensenon (z. B. das von Aachen) hinaufgeht. Trotzdem wurde die Meinung Stolley's an Hand des alten und neuen Materials des geologischen Landesmuseums erneut geprüft. Es wurde versucht, Abweichungen zwischen den Formen des Salzberges und den jüngeren Formen zu finden, doch ohne Erfolg, so daß die Anschauungen Stolley's in dieser Hinsicht nur bestätigt werden können. Die Salzbergschichten haben zweifellos ihre (faziesbedingte ?) Lokalfauna, was daraus hervorgeht, daß in den gleichen Schichten Westfalens manche Formen vom Salzberg fehlen (z. B. *Protocardia hillana* Sow., *Actaeonina binckhorsti* Holzapfel und *Actaeonina doliolum* J. Müll. u. a.), während andererseits wieder einige westfälische Formen (z. B. *Guildfordia acanthochila* Weintz., *Cerithium trimonile* Mich., *Cultrigera arachnoides* J. Müll. u. a.) am Salzberg nicht auftreten.

Für die Stellung der Salzbergschichten zum Emscher oder Untersenon ist es wesentlich, zu untersuchen, was die einzelnen Autoren unter Emscher und Untersenon verstehen und wie sie die einzelnen Schichten abgrenzen. G. Müller (1900) hat das Untersenon mit der „Zone" des *Inoceramus cardissoides, Ammonites syrtalis* und *Ammonites clypealis* beginnen lassen, während er die „Zone" des *Inoceramus haenleini* und *Ammonites hernenensis* als die oberste des Emscher ansieht. Heinz, der den *Inoceramus haenleini* als eine Varietät des *Inoceramus cordiformis* ansieht, hat die Grenze Emscher-Untersenon (1928) an das Ende der Cordiformis-Stufe gelegt, während Heine (1929) diese Stufe bereits zum Untersenon rechnet. Verfasser (Riedel, 1930) ist zu dem gleichen Ergebnis gekommen wie Heinz; Stolley (1930) rechnet die Cordiformis-Schichten als die oberste Stufe seines Emschers oder Untersenons und sieht die Clypeale-Schichten als die untersten seines Mittelsenons (Granulatenkreide) an. In der jüngsten Zeit scheint sich Heinz (1933, S. 722) dem Vorgange von Stolley anzuschließen, indem er den Emscher noch zum Senon stellt und die französische Gliederung einführt. Über die Stellung des obersten Emschers äußert er sich in dieser Arbeit jedoch nicht.

Hieraus ist zu ersehen, daß fast jeder Autor die Grenze Emscher/Untersenon nach ihm besonders wichtig erscheinenden Merkmalen zieht. Wie Verfasser (1930, S. 641) ausgeführt hat, ist es auch letzten Endes Geschmacksache, wohin man die Trennungslinie legt. Jedoch ist es nach Ansicht des Verfassers unbedingt notwendig, die Schichten fest zu umreißen und das Auftreten der einzelnen Leitform relativ zu den anderen genau festzulegen. Hierbei muß man aber auch berücksichtigen, daß man so nach den Methoden der Leitfossilien-Stratigraphie (Seitz, 1928, S. 15) gliedert, d. h. nicht morphologisch bzw. phylogenetisch zusammenhängende Formen verwendet, deren Auftreten in den einzelnen Gebieten zu verschiedenen Zeitpunkten erfolgen kann.

Man muß daher vorläufig eine stratigraphische Tabelle aufstellen, aus der das Auftreten und Verschwinden der einzelnen Form in bezug auf die anderen abzulesen ist, sowie es Verfasser bereits 1930, S. 626 und 1934, S. 696 getan hat. Dann kann man einige besondere Komplexe herausgreifen und sie auch mit besonderem Namen belegen, z. B. Salzbergmergel; jedenfalls sollte es nicht umgekehrt sein, wie bisher, daß man zuerst Lokalnamen gibt und nachher mühsam die stratigraphische Stellung der betreffenden Schichten erforscht. Nach Fertigstellung dieser Tabelle kann man sich dann einigen, wo man in praktischer Weise die Grenze der einzelnen Formationsstufen zieht.

Der Grund Burmester's, die Salzbergmergel in ihrer Gesamtheit zum Emscher zu stellen, war einerseits das Auftreten von typischen Emscher-Fossilien, andererseits die Abneigung, eine stratigraphische Grenze in den Salzbergmergel hineinzulegen.

Von typischen Emscherfossilien, deren Seltenheit er besonders hervorhebt, kannte Burmester (1914, S. 31):

Actinocamax westfalicus Schlüt.
Nautilus leiotropis Schlüt.
Peroniceras subtricarinatum d'Orb.
Turrilites varians Sow.
Inoceramus j. böhmi G. Müll.
Inoceramus koeneni G. Müll.
Inoceramus subcardissoides Schlüt.
Volviceramus involutus Sow. (fraglich).

Alle diese Formen sprechen für Unteremscher, abgesehen von *Actinocamax westfalicus,* von dem noch zu reden sein wird, *Inoceramus böhmi* und *Nautilus leiotropis.* Im Geologischen Landesmuseum wird ein Exemplar letzterer Art aus den Derner Tonwerken (Blatt Kamen) aufbewahrt, das dem unteren Oberemscher angehört. Auffallend ist jedoch das Fehlen von Formen des Mittelemschers (im Sinne von Heinz [1928] und Verfasser [1933]; Stolley [1930, S. 189] sieht diese Stufe als unteren Oberemscher an) mit *Inoceramus undulatoplicatus* F. Roem. und *Texanites texanum* F. Roem. Eigenartig ist es auch, daß in der Sammlung des Geologischen Landesmuseums keine einzige Form vorhanden ist, die für Unter- oder Mittelemscher spricht. Vielmehr ist die Bemerkung Stolley's (1916, S. 77) berechtigt: „. . . wird der Geologe, welcher am Salzberg Fossilien sammelt oder sie in den Sammlungen untersucht, abgesehen von unmaßgeblichen Resten, vor allem auf die Leitformen der Cardissoides-Zone stoßen." Es kann sich bei den durch die oben erwähnten Fossilien charakterisierten Schichten nur um wesentlich tiefere Partien als die eigentlichen Salzbergschichten handeln, die jedenfalls dem eigentlichen Salzberg nicht mehr angehören. Die eigentlichen Salzbergschichten sind bei den Chausseebauarbeiten querschlägig durchschnitten worden und es haben sich ausnahmslos Formen aus den „Cardissoides-Schichten" gezeigt, von tieferen Formen ist keine Andeutung vorhanden.

Zur Charakterisierung des Burmester'schen Standpunktes über die einheitliche Auffassung des Salzbergmergels sei folgendes Zitat gegeben (Burmester, 1914, S. 32/33): „Schon Brauns hatte betont, daß ‚eine durchgängige Sonderung der ganzen Bildung nach ihren Anschlüssen' nicht stattfindet, und ‚daß die Salzbergmergel von oben bis unten einem und demselben Schichtenkomplexe zuzurechnen sind'. Auch Brandes war gegen eine Teilung der Salzbergschichten. Wenn auch manche Bänke besonders von einer Art erfüllt sind — so kann man z. B. von einer Pectunculus-Bank reden —, so kommen doch immer wieder Vertreter dieser Art auch in anderen Bänken vor. Somit stimme ich mit allen Vorgängern der Auffassung zu, daß die Mergel des Salzberges eine einheitliche Bildung sind."

Diese Ansichten laufen dem Bestreben der modernen Stratigraphie, eine möglichst genaue Feingliederung der Schichten vorzunehmen, wie es zur Erfassung der verschiedensten Zusammenhänge notwendig ist, vollkommen zuwider, und es ist bereits auf Seite 209 dazu Stellung genommen worden.

Der Grund Stolley's, den Salzbergmergel z. T. zum Untersenon zu stellen, ist das Auftreten von *Inoceramus cardissoides* Goldf., *Hauericeras clypeale* Schlüt. und *Placenticeras syrtale* Mort., die G. Müller (1900, S. 39) als Leitformen seines untersten Untersenons ansieht. Von diesem Standpunkte aus ist Stolley voll und ganz zuzustimmen und seinen ausführlichen Darstellungen nichts mehr hinzuzufügen. Nun haben aber in den letzten Jahren eine Reihe von stratigraphischen Feinuntersuchungen (Heinz, Heine, Riedel) über das Auftreten der Leitformen des Emschers und Untersenons stattgefunden, die bei der Altersbestimmung des Salzbergmergels berücksichtigt werden müssen. Durch sie konnten auch die Bedenken Burmester's, der das Alter von *Hauericeras clypeale* und *Placenticeras syrtale* für strittig hielt (1914, S. 31) und „auf *Inoceramus cardissoides* als Leitfossil nicht allzuviel Gewicht legen" wollte, beseitigt werden.

Stolley (1930, S. 189) faßt nun seine Ansichten über die Stratigraphie des Emschers und Untersenons in einer Tabelle zusammen, die für die hier interessierenden Schichtenkomplexe folgendermaßen aussieht:

Untere Granulaten-Schichten	a) Syrtale-Schichten mit *Inoceramus pinniformis* b) Clypeale-Schichten mit *Inoceramus pseudocardissoides* Schlüt. und *Actinocamax westfalicus-granulatus* Stoll.
Oberer Emscher	a) Schichten des *Inoceramus cordiformis, I. haenleini, I. cardissoides* Goldf., *I. lobatus* Goldf., *Act. westfalicus* typ. b) Schichten des *Inoceramus undulato-plicatus* Schlüt.

Wie bereits erwähnt, sehen Heinz und der Verfasser die Schicht b) des oberen Emschers Stolley's als selbständigen Mittelemscher an, und es wurde auch darauf hingewiesen, daß sich am Salzberg für ihr Vorhandensein keinerlei Anhaltspunkte in den Sammlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt finden. Es muß nun im folgenden paläontologischen Teil auf die übrigen von Stolley angegebenen Formen eingegangen werden und im letzten Kapitel auf ihr Auftreten im nördlichen Harzvorland und in Westfalen.

D. Paläontologische Bemerkungen zu einigen Inoceramen und Ammoniten der Salzbergschichten[1])

Inoceramus cardissoides Goldf.

Bereits J. Böhm (1919) hat darauf hingewiesen, daß unter dem Namen *Inoceramus cardissoides* heterogene Formen zusammengefaßt werden. Weiter haben sich Heinz, Heine und der Verfasser mit dieser Frage beschäftigt. Bezüglich der Abtrennung des *Inoceramus pachti* Arkh. von *Inoceramus cardissoides* sind Heinz und der Verfasser gleicher Ansicht (vgl. Heinz

1) Eine ausführliche Synonymen-Liste der einzelnen Arten findet sich in der Arbeit des Verfassers (Riedel, 1930), daher ist hier von der Wiedergabe einer solchen abgesehen worden.

1932, Fußn. S. 22), im Gegensatz zu Heine. Es handelt sich, wie bereits J. Böhm festgestellt hat und der Verfasser (1930, S. 655) näher ausführte, bei *Inoceramus cardissoides* um schlanke Formen, deren steile Vorderseite scharf von der übrigen Schale abgesetzt und ebenso lang wie die ganze Höhe der Muschel ist. Die konzentrischen Skulpturelemente verlaufen fast gerade oder nur schwach gebogen und stehen ± senkrecht auf der Vorderseite.

Heinz hat nun für den Formenkreis des *Inoceramus cardissoides* eine neue Unterfamilie, die Beloceramidae, aufgestellt. Der Genotyp dieser neuen Gattung ist *Inoceramus cardissoides* selbst. Neben dem Genotyp umfaßt sie noch zwei neue Arten, *Beloceramus subornatus* Heinz, eine Art mit (radial) berippeltem Hinterabschnitt, und *Beloceramus inornatus* Heinz, welcher nur sehr schwach oder gar nicht berippelt ist. *Beloceramus cardissoides* Goldf. ist nach Ansicht Heinz's (1928, Taf. 3) zusammen mit *Inoceramus cycloides* Wegn. und *Inoceramus pachti* Arkh. auf die Schichten mit *Inoceramus cordiformis* im oberen Emscher beschränkt, in denen in Westfalen *Hauericeras clypeale* Schlüt. als Leitammonit auftritt. Die vom Verfasser (Riedel 1930, Taf. 74, Fig. 3) abgebildete Form aus den Schichten mit *Inoceramus pinniformis* und *Hauericeras pseudogardeni* trennt Heinz (1932, S. 22) als plump und breit ab und nennt sie *Eurpceramus postumus* Heinz. Heinz bemerkt auch, daß damit die Angabe des Verfassers über das Auftreten des *Inoceramus cardissoides* in den unteren Pseudogardeni-Schichten hinfällig sei.

Der Verfasser hat seine Ansicht über diese Angelegenheit bereits in einer kleinen Arbeit zusammengestellt, die aber erst, um etwaige Mißverständnisse zu vermeiden, nach Erscheinen der Heinz'schen Inoceramen-Monographie veröffentlicht werden soll. Verfasser glaubt darin nachgewiesen zu haben, daß *Inoceramus cardissoides* in seiner typischen Form noch bis in die Pseudogardeni-Schichten hinaufgeht. Für das Harzvorland stellt Stolley (1916, S. 72) fest, daß das „eigentliche Niveau des *Inoceramus cardissoides* die unterste Zone der Granulatenkreide" sei, doch geht er auch hier in die höheren Schichten hinauf, worauf bereits G. Bode (1899, S. 156) hingewiesen hat. Demgemäß liegt in der Sammlung des Geologischen Landesmuseums auch ein typisches Exemplar aus den Pseudogardeni-Schichten der Ziegelei Runge bei Braunschweig vor, die nach ihren Belemniten (Riedel, 1934, S. 690) schon in die Zone des typischen *Actinocamax granulatus* Blv. gehören.

So ganz unrecht hatte also Burmester (1914, S. 32) nicht, wenn er auf das Auftreten von *Inoceramus cardissoides* in den höheren Schichten hinwies, doch hätte er daraus von seinem Standpunkt aus schließen müssen, daß das Auftreten dieser Form eher für Untersenon als für Emscher sprach. Immerhin jedoch scheint das Auftreten des *Inoceramus cardissoides* in den höheren Schichten des Harzvorlandes seltener zu sein als in denen Westfalens.

Vom Salzberg liegt eine ganze Anzahl Cardissoides-Formen vor, sowohl aus den höheren wie aus den tieferen Schichten, doch scheint die Form in den höheren Partien häufiger zu sein. Vor allem fällt bei den Stücken ihre geringe Größe im Vergleich zu Westfalen auf; nur einige sind über 40 mm hoch und nur ein einziges etwa 120 mm. An der geringen Größe der Formen scheint es auch zu liegen, daß die meisten schwach oder gar nicht radial berippelt sind, nur ausnahmsweise zeigt eines der kleinen Stücke eine ausgeprägte Berippelung. Das Original Goldfuss' (1840, Taf. 110, Fig. 2), dessen Gipsabguß vorliegt, zeigt zwar auch vom frühesten Stadium an eine radiale

Berippelung, doch liegen auch Stücke vor, die nur eine schwache Berippelung zeigen, also Übergangsformen. Nach diesem Material möchte Verfasser dem *Inoceramus inornatus* Heinz. den Wert einer Variation zusprechen. Auch muß es unentschieden bleiben, ob überhaupt die geringe Größe der Stücke derartige Schlüsse zuläßt, denn es ist auffällig, daß alle größeren Stücke Spuren von Berippelung ± deutlich zeigen. Vielleicht hängt es auch mit der petrographischen Beschaffenheit des Gesteins zusammen, welches vielleicht für die Erhaltung feinerer Skulpturelemente ungünstig ist. Jedenfalls möchte Verfasser die schwach berippelten Stücke vorläufig noch nicht als *Beloceramus inornatus* Heinz bezeichnen. Eine gesetzmäßige Verteilung der stärker berippelten Stücke läßt sich nicht feststellen.

Inoceramus pachti Arkh.

Eine andere dem *Inoceramus cardissoides* ähnliche Formengruppe ist die des *Inoceramus pachti* Arkh., deren Abgrenzung vom Verfasser (1930, S. 654 ff.) zur Genüge besprochen ist. Heinz (1932, S. 23) stellt für diese Gruppe die Unterfamilie der Streboceramidae auf, doch sind die einzelnen Arten leider zu wenig eindeutig charakterisiert, als daß man sich mit ihnen auseinandersetzen könnte. Es muß deshalb bei der Angabe bleiben, daß nach den horizontmäßigen Aufsammlungen am Salzberg sich *Inoceramus pachti* mit *Inoceramus cardissoides* zusammen durch die ganze Schichtenfolge hindurch findet. *Inoceramus pachti* scheint auch in Westfalen ein treuer Begleiter des *Inoceramus cardissoides* zu sein, der dort auch mit ihm in die Pseudogardeni-Schichten hinaufgeht.

Auch die Formen aus dieser Gruppe unter dem vorliegenden Salzbergmaterial sind oft sehr kleinwüchsig und meist radial unberippelt. Bei den größeren, die in relativ größerer Zahl als bei *Inoceramus cardissoides* vorliegen, kommen viele Übergänge von unberippelten zu deutlich berippelten Formen vor.

Inoceramus lobatus Goldf.

Am Salzberg tritt gelegentlich auch der echte *Inoceramus lobatus* Goldf. (nicht *Inoceramus lobatus* Münst. bei Schlüter, 1877, Taf. 39, Fig. 2 = *Inoceramus patootensis* de Lor.) auf. Es sind dies sehr hochgewölbte Formen, deren Vorderseite nur sehr undeutlich von dem übrigen Schalenteil abgesetzt ist, die keine radiale Berippung zeigen und deren konzentrische Skulpturelemente nur wenig geschwächt auf die Vorderseite übergreifen. Diese verhältnismäßig seltene Form tritt in Westfalen in demselben Horizont, den unteren Partien der Cardissoides-Schichten, also der eigentlichen „Zone des *Inoceramus cardissoides*" auf.

Inoceramus cordiformis Sow.

Aus dieser Gruppe werden vom Salzberg Formen unter dem Namen *Inoceramus j. böhmi* G. Müll. zitiert (Burmester, 1914, S. 8). Auch bei den horizontmäßigen Aufsammlungen sind sie zutage gekommen. *Inoceramus böhmi* ist ursprünglich von G. Müller (1898, Taf. 5, Fig. 7) seiner neuen Art *Inoceramus haenleini* zugerechnet worden. 1900 (S. 39) trennt Müller das in der angegebenen Figur abgebildete Stück in einer Fußnote ohne Angabe von Gründen als *Inoceramus j. böhmi* ab. *Inoceramus haenleini* ist

von Heinz (1928 a, S. 28), ebenfalls ohne Angabe von Gründen, als Varietät von *Inoceramus cordiformis* Sow., die ihre vordere Radialfurche verloren hat, aufgefaßt worden, worauf weiter unten noch eingegangen wird. Nach der Abbildung Müller's scheinen die wesentlichen Merkmale des *Inoceramus böhmi* die ausgeprägte Berippung und die wenig nach vorn übergelegte, aber deutlich heraustretende vordere und mittlere Partie der Schale zu sein. Durch das letzte Merkmal werden die dem Verfasser vorliegenden Stücke aus dem Geologischen Landesmuseum in die unmittelbare Nähe des *Inoceramus cordiformis* Sow., von dem auch der Gipsabguß des Originals vorliegt, gestellt. Vor allem fällt die hohe Wölbung des vorderen Schalenteils auf. Ein Unterschied besteht lediglich in der Berippung, die bei *Inoceramus böhmi* sehr scharf ist, während die Rippen bei *Inoceramus cordiformis* mehr wulstartig und undeutlicher ausgebildet sind. Nun liegen aus dem Salzbergmergel Stücke vor, die alle Übergänge von scharfer bis zu fast fehlender Berippung zeigen. Es handelt sich demnach bei *Inoceramus j. böhmi* nur um eine Varietät des *Inoceramus cordiformis*. Gestützt wird diese Annahme noch dadurch, daß aus den horizontmäßigen Aufsammlungen aus Schicht 21 ein Stück vorliegt, das seiner Berippung nach zu *Inoceramus böhmi* zu stellen wäre, aus Schicht 20, also höchstens 2,80 m höher, aber ein typischer *Inoceramus cordiformis*. Auch an verschiedenen westfälischen Lokalitäten, z. B. an dem Hafen an der Kaiserstraße in Lünen, lassen sich allerlei Übergänge zwischen kräftig und scharf berippten Cordiformis-Stücken zu fast unberippten finden, so daß hier wie dort die gleichen Formen auftreten. *Inoceramus cordiformis* ist in Westfalen auf die Schichten mit *Hauericeras clypeale* beschränkt, in denen auch *Inoceramus cardissoides* und *Inoceramus pachti* sehr häufig auftreten.

Inoceramus cordiformis Sow. var. *haenleini* G. Müll.

Diese Form wird von Heine (1929, S. 62, Taf. 7, Fig. 36) als selbständige Art aufgefaßt. Der Verfasser (Riedel, 1930, S. 651) hat sich der bereits erwähnten Ansicht Heinz's angeschlossen, da ihm aus Westfalen Vergleichsmaterial fehlte, und da Heinz (1928 a, S. 28) angibt, daß *Inoceramus haenleini* zusammen mit dem Typus des *Inoceramus cordiformis* im oberen Oberemscher auftrete. Bei dieser Ansicht möchte Verfasser auch bleiben, hält es aber für nötig, die Haenleini-Form, die recht charakteristisch ist, als Varietät besonders beizubehalten. Vom Salzberg liegt ein Stück vor, das den im Gipsabguß vorliegenden Originalen Müller's außerordentlich ähnelt. Durch Verdrückung läßt sich diese Form zweifellos nicht allein erklären. Sie unterscheidet sich von dem Typus des *Inoceramus cordiformis* durch ihre schärfere und regelmäßigere Berippung und die Form der Schale. Während *Inoceramus cordiformis* hochgewölbt ist, mit scharf heraustretendem, stark gewölbtem, aber verhältnismäßig schmalem vorderen und mittleren Schalenteil, ist die Haenleini-Form wesentlich flacher, fast eben, und recht breit. Das Dickenwachstum dieser Form scheint erst im Alter zu beginnen. Bei den Originalen Müller's erzeugt es eine kastenartige Form, ähnlich wie *Inoceramus inconstans* Woods (1912, Taf. 51, Fig. 2 b, 3 c), das Stück vom Salzberg, aus Schicht 22, ist ebenfalls eben, der kastenförmige Teil ist leider nicht mehr erhalten. Dem Vorhandensein von radialen Furchen, auf das Heinz so großen Wert legt, möchte Verfasser nicht so viel Bedeutung beimessen, zumal das von Woods als Typus bezeichnete Stück auch nur eine außerordentlich

schwache vordere Furche aufweist. Der Zeitpunkt des Auftretens der Furchen ist individuell verschieden. — Aus Westfalen liegen diese typischen Formen nicht vor.

Inoceramus cycloides Wegn.

Durch die ganze Schichtenfolge hindurch geht *Inoceramus cycloides* Wegn., den schon Stolley (1916, S. 74) erwähnt, der aber eigentümlicherweise nicht in dem Burmester'schen Fossilienverzeichnis aufgeführt ist. Es lassen sich hier zwei Typen unterscheiden. Bei dem einen sind die Rippen verhältnismäßig fein und eng stehend, im anderen Falle sind sie wulstiger und weiter voneinander entfernt. Besonders bei der ersten Gruppe ist der Verlauf der Rippen nicht kreisförmig, sondern die Stücke zeigen Übergänge zu *Inoceramus cycloides* Wegn. var. *quadrata* Riedel. Beide Typen gehören zu derselben Art, da Wegner beide Berippungsmöglichkeiten abbildet. Die Stücke mit den wulstigen, weiter auseinanderstehenden Rippen erinnern hinsichtlich der Berippung an die Heinz'schen Böhmiceramen (z. B. an *Böhmiceramus bantu* Heinz bei Riedel, 1932, Taf. 9, Fig. 1, 3, 5), doch möchte Verfasser die vom Salzberg vorliegenden Stücke nicht dorthin stellen, da sie zu wenig aufgebläht, sondern sogar ziemlich flach sind. Diese Stücke sind es jedenfalls auch, die von Burmester (1914, S. 8) als *Inoceramus balticus* Böhm bezeichnet werden. Gegen diese Form hat schon Stolley (1916, S. 72) bezüglich ihres stratigraphischen Verhaltens Zweifel geäußert. Sie kann hier ganz unmöglich in Frage kommen, denn sie tritt in einem wesentlich höheren Niveau auf (beginnt in den oberen Patootensis-Schichten), und keines der vorliegenden Stücke zeigt das typische Längenwachstum und das Umbiegen in der Wachstumsrichtung des *Inoceramus balticus*. Entgegen der Ansicht Stolley's, der sich auf die Angaben von Wegner (1905, S. 164) beruft, muß festgestellt werden, daß in Westfalen der *Inoceramus cycloides* auch noch sehr häufig in den Pseudogardeni-Schichten angetroffen wird, und daß man nach den Beobachtungen des Verfassers bei diesem *Inoceramus* nicht von einem Hauptlager sprechen kann.

Inoceramus cf. *glatziae* Fleg.

Eigenartig ist das Auftreten einer Form am Salzberg, die vom Verfasser aus denselben Schichten des Ruhrgebietes beschrieben worden ist (Riedel, 1930, S. 650, Taf. 73, Fig. 1—3). Es handelt sich um einen *Inoceramus*, der höher als lang ist und einen charakteristischen Verlauf der konzentrischen Skulpturelemente aufweist. Diese seltene Form dürfte eine jüngere Mutation des *Inoceramus glatziae* Fleg. aus dem Oberturon darstellen. Ihr Auftreten in demselben Horizont des Ruhrgebietes und des Salzberges ist immerhin beachtlich.

Cephaloceramus n. sp.

Sodann liegt aus Schicht 21 ein eigenartiger *Inoceramus* vor, der zu der Gruppe des *Inoceramus postumus* M. & H. (1876, S. 47, Taf. 37, Fig. 3; Taf. 38, Fig. 3) aus der Fox Hill-Gruppe (Campan) gehört. Diese Formenreihe mit ihrer wulstartig herausgehobenen Wirbelpartie gegenüber der sonst flachen Schale ist von Heinz (1932, S. 16) *Cephaloceramus* genannt worden. Dieser Autor kündigt auch eine neue Art, *Cephaloceramus paradoxus* Heinz, an, ohne jedoch eine Diagnose zu geben. Da nach Wissen des Verfassers

in Deutschland eine derartige Form noch unbekannt ist, sei eine Beschreibung von ihr gegeben, doch kann eine Benennung erst nach dem Erscheinen der Diagnose des Heinz'schen *Cephaloceramus paradoxus* erfolgen.

Länge (parallel zum Schloßrand) 65 mm, Höhe (senkrecht dazu 59 mm, größte Dicke der vorliegenden rechten Klappe 16 mm. Die Klappe ist nach hinten unten ausgezogen und erscheint verhältnismäßig schmal. Der Umriß ist unregelmäßig fünfeckig. Die verhältnismäßig kurze Vorderseite (nur etwa die Hälfte der Höhe) bildet mit dem Schloßrand fast einen rechten Winkel. Die jüngste Schalenpartie in der Nähe des Wirbels ist hochgewölbt, der Wirbel ist schwach nach innen und vorn eingebogen. Die hintere Partie in der Nähe des Schloßrandes fällt steil ab und liegt so wesentlich tiefer als der gewölbte Schalenteil. Dieser letzte besitzt eine deutliche in kurzem Abstand von der höchsten Wirbelpartie beginnende Radialfurche, die das Bild dieses jüngsten Teiles noch mehr an *Inoceramus cordiformis* Sow. angleicht, bei dem die Form der Schale ganz entsprechend ist. Am Ende dieses hervorgewölbten Schalenteils ist er schwach eingeschnürt und im weiteren Verlauf des Wachstums wird die Schale sehr flach. Sie fällt ganz

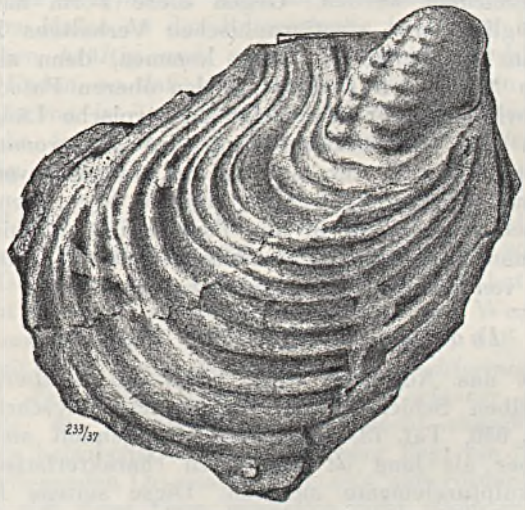


Abb. 1. *Cephaloceramus* n. sp., nat. Größe.
Salzberg, ob. Emscher.

flach nach hinten und unten ab. Die Skulptur besteht aus regelmäßigen konzentrischen Rippen, die eine Einordnung in die Heinz'schen Skulpturen nicht gestatten. Sie entspringen an der Vorderseite und laufen in einem weiten flachen Bogen, ähnlich wie bei *Inoceramus pachti* nach hinten unten. Dann biegen sie auf dem hinteren Schalenteil zum Teil fragezeichenartig um und laufen zum Schloßrand hin. In der Nähe des Wirbels stehen sie fast senkrecht auf dem Schloßrand, weiter nach hinten wird der Winkel zwischen Rippen und Schloßrand immer flacher und die Fragezeichenform des Rippen-

verlaufes wird immer unausgeprägter. Die radiale Furche, die sich auf dem herausgehobenen jugendlichen Schalenteil findet, verschwindet auf dem flachen Teil der Schale gänzlich.

Die amerikanische Form *Inoceramus postumus* M. & H. hat eine mehr vierseitige Schalenform, und damit auch einen anderen nicht so tief nach hinten unten gezogenen Verlauf der Rippen, in denen auch die Fragezeichenkurve fehlt. Die ganze Form der Schale und besonders der jüngere hervorgehobene Teil der Schale ist bei der amerikanischen Form viel plumper; außerdem fehlt die Radialfurche auf demselben.

Hauericeras clppeale Schlüt.

Diese Art, die von Stolley und allen anderen Autoren vom Salzberg angegeben wird, liegt in den horizontmäßigen Aufsammlungen in typischen Stücken vor. Über ihre Abgrenzung hat der Verfasser (Riedel, 1930, S. 622, 693) genügende Ausführungen gegeben. Sie liegt vom Salzberg nicht vor in den tieferen Schichten, worauf noch weiter eingegangen werden wird.

Placenticeras Meek.

Es gehört in den Rahmen der vorliegenden stratigraphischen Arbeit, die Placenticeraten vom Salzberg mit denen aus den höheren Schichten, von Heudeber, exakt zu vergleichen und die Unterschiede herauszuschälen, doch übersteigt es den Rahmen der Arbeit, die Beziehungen der vorliegenden Stücke in rein paläontologischer Hinsicht erschöpfend auszuwerten. Es ergibt sich soviel Neues, das aber an Hand von weiterem Material noch nachgeprüft werden muß, daß die rein paläontologische Stellung sehr vieler Stücke in einer in Arbeit befindlichen Monographie der Gattung *Placenticeras* behandelt werden muß.

Placenticeras cf. *guadalupae* F. Roem.

Taf. 16, Fig. 3

Vom Salzberg liegt eine ganze Reihe von *Placenticeras*-Bruchstücken vor, die eine nähere Bestimmung nicht zulassen. Jedoch fanden sich in den oberen Schichten (6—9) zwei sehr gut erhaltene Exemplare und ein weiteres, an dem sich noch die Lobenlinie erkennen läßt. Diese drei Stücke seien der Untersuchung zugrunde gelegt. Sie stimmen hinsichtlich des Querschnittes und der Skulptur gut mit dem von F. Roemer aus Texas beschriebenen *Ammonites guadalupae* (1852, S. 32, Taf. 2, Fig. 1 a—c) überein, der von de Grossouvre (1894, S. 133) als Varietät des *Placenticeras syrtale* Mort. angesehen wird. A. Hyatt (1904, S. 197, Taf. 29, Fig. 1—4) indessen hält *Placenticeras guadalupae* als selbständige Art aufrecht. Diesem Autor schließt sich der Verfasser an, da ihn die Gründe, die de Grossouvre anführt (Querschnitt, Skulptur), nicht überzeugen können. de Grossouvre berücksichtigt bei seinen Stücken überhaupt nicht die Lobenlinie, und vor allem legt er Formen zusammen, von denen es sehr fraglich ist, ob sie in denselben Horizonten auftreten. Was bei diesem sehr schwierigen Genus *Placenticeras* Variationen und Mutationen (Arten) sind, kann eigentlich erst nach einer völligen Neubearbeitung mit modernen paläontologischen Methoden und horizontmäßig gesammeltem Material entschieden werden. Bis dahin erscheint es angebracht, die einzelnen Arten getrennt zu lassen, um damit die Unterschiede besser hervortreten zu lassen.

Die Höhe der Windungen ist zwar an den vorliegenden Stücken vom Salzberg etwas größer als die Dicke, jedoch bildet der Querschnitt ein sehr breites Trapez, ganz gemäß Fig. 1 b bei Roemer und Fig. 3 bei Hyatt.

Die Skulptur der Externseite besteht aus zwei symmetrischen Reihen zahnartig radial ausgezogener Knoten im Gegensatz zu der Abbildung bei Roemer, welcher die Knoten punktförmig zeichnet. Jedoch variiert gerade die Form der Knoten auf der Externseite bei den Ammoniten stark. Im Alter verläuft sich diese Knotenreihe. Auf den Flanken, unmittelbar an der Externseite, ist eine Reihe punktförmiger bis schwach zahnförmiger Knoten ausgebildet, etwa 13 auf $^1/_2$ Umgang, ganz entsprechend der Abbildung bei Roemer. Von diesen aus gehen kurze, stumpfe und unausgeprägte, breite Radialrippen, die bis etwa $^3/_5$ der Windungshöhe nabelwärts verlaufen. Dort endigen sie, oft konvergierend, an einer zweiten Reihe punktförmiger Knoten, die jedoch wesentlich weiter auseinander stehen als die der ersten, nur etwa 5—6 auf $^1/_2$ Umgang, und die auch weniger ausgeprägt sind, als die Knoten an der Externseite. Ein Teil der Rippen läuft nicht zu diesem Knoten hin, sondern endet frei in gleicher Höhe. Nur ganz wenige der Rippen zeigen die Tendenz, außerordentlich schwach über die zweite Knotenreihe hinaus zum Nabel zu laufen.

Auch die Lobenlinie der Stücke vom Salzberg stimmt im wesentlichen mit der von Roemer (Fig. 1 c *Ammonites guadalupae*) und de Grossouvre (Fig. 53, S. 134 *Placenticeras syrtale* var. *guadalupae*) abgebildeten überein. Auch die von Hyatt (Taf. 27, Fig. 15—17) und Schlüter (Taf. 15, Fig. 5) abgebildeten Lobenlinien von *Placenticeras syrtale* entsprechen durchaus dieser Form und zeigen die Verwandtschaft der beiden Typen an. Die größere Anzahl Umschlagzacken auf dem Roemer'schen Exemplar scheint sich aus seiner Größe zu erklären, denn Roemer bemerkt, daß das Stück die Größe von einem Fuß erreicht haben dürfte. Auf der Wohnkammer, die über $^1/_2$ Umgang umfaßt, wird die Skulptur wesentlich kräftiger. Die internen Knoten auf den Flanken werden zahlreicher (etwa 5 auf $^1/_4$ Umgang) und die von den externen Knoten ausgehenden Rippen kräftiger. Sie laufen auch hier entweder zu den internen Knoten oder enden vor ihnen oder weiter nabelwärts. Die Rippen, die auf den Luftkammern und auf dem ersten Teil der Wohnkammer radial verlaufen, sind später deutlich mit ihrem externen Ende nach vorn geneigt, so daß eine etwas schiefe Skulptur entsteht. Auf diesem Schalenteil sind am Nabel auch feine Streifen (Anwachsstreifen?) sichtbar, die zuerst stark nach vorn verlaufen und dann in eine den Rippen parallele Richtung umbiegen. Diese Berippung der Wohnkammer ist auf dem Roemer'schen Exemplar nicht vorhanden, desgleichen auf keinem der von Schlüter und Hyatt abgebildeten Stücke. Lediglich das eine der Stücke (Taf. 7, Fig. 1 a) de Grossouvre's, das als *Placenticeras syrtale* var. *guadalupae* bezeichnet ist, und welches Hyatt als *Placenticeras depressum* Hyatt abspaltet, zeigt eine Berippung der Wohnkammer, allerdings nicht so ausgeprägt, wie bei den vorliegenden Exemplaren. Um diese letzte Art kann es sich indessen bei den Stücken vom Salzberg nicht handeln, da *Placenticeras depressum* im Nabel auf den jüngeren Windungen deutliche radiale Rippen zeigt, die auf den vorliegenden Stücken fehlen. Da die Bedeutung der Berippung der Wohnkammer bei *Placenticeras* bisher noch völlig unklar ist, aber doch ein deutlich unterscheidendes Merkmal zu sein scheint, das die

übrigen Autoren nicht berücksichtigen, glaubt der Verfasser, trotz der bestehenden weitgehenden Übereinstimmung der Stücke vom Salzberg mit *Placenticeras guadalupae,* diese nicht uneingeschränkt identifizieren zu sollen und nennt sie deshalb *Placenticeras* cf. *guadalupae* F. Roem.

Placenticeras radiatum (J. Böhm in sched.) n. sp.

Taf. 16, Fig. 1 u. 2

Die Placenticeraten von Heudeber unterscheiden sich von denen vom Salzberg erstens durch den Querschnitt, zweitens durch die Skulptur, drittens durch die Lobenlinie.

Hinsichtlich des Querschnittes muß erwogen werden, ob die Unterschiede vielleicht dadurch bedingt sein könnten, daß die sandige Fazies am Salzberg die Zusammendrückung der Stücke mehr verhindert hat, als die tonige bei Heudeber. Bei der Mehrzahl der Stücke von Heudeber ist der Querschnitt sehr flach und hoch, mit abgeplatteter Externseite. Erst der Querschnitt der Wohnkammer ist deutlich rechteckig mit parallelen Seitenkanten und abgeplatteter Externseite. Bei zwei scheinbar unverdrückten Bruchstücken aus den letzten Partien des gekammerten Teiles der Schale ist der Querschnitt etwa eiförmig, doch ist auch hier der sehr flache, hohe Querschnitt der früheren Windungen sichtbar. Auf jeden Fall scheint die Windungshöhe der Stücke von Heudeber in jedem Altersstadium größer zu sein als die der Stücke vom Salzberg.

Die Skulptur der Stücke von Heudeber ist derjenigen der Salzberg-Placenticeraten sehr ähnlich. Auf den Luftkammern der Stücke von Heudeber sind die Rippen, die von den Knoten an der Externseite ausgehen, deutlicher, aber trotzdem weniger hervortretend, und haben die Tendenz, sich bis zur Nabelkante hin fortzusetzen. Infolge des höheren (verdrückten?) Windungsquerschnittes erscheinen die Rippen hier auch länger. Zahlenmäßig stimmen die einzelnen Skulpturelemente bei den Stücken der beiden Fundpunkte überein. Auch die Skulptur der Wohnkammer der Stücke von Heudeber entspricht prinzipiell durchaus der auf den Stücken vom Salzberg sichtbaren, doch treten die einzelnen Skulpturelemente an den Stücken von Heudeber viel deutlicher hervor, so daß man den Eindruck einer regelmäßigen schiefen Berippung der Wohnkammer hat. Dies hat den Verfasser auch dazu veranlaßt (1930, S. 696), Stücke aus dem Ruhrgebiet, die aber noch flacher (gedrückt?) sind, als *Placenticeras syrtale* Mort. var. *costata* Riedel zu beschreiben. Die Rippen dieser Formen, im Gegensatz zu denen vom Salzberg, zeigen viel deutlicher die Tendenz, bis zum Nabel zu verlaufen, und auch die Anwachsstreifen der Stücke von Heudeber treten in der Nabelgegend viel deutlicher hervor, als bei den Salzberg-Placenticeraten.

Auffällig ist indessen der Unterschied in der Lobenlinie der beiden Typen, und zwar in bezug auf die Form des Laterallobus. Dieser zeigt bei beiden Arten drei Zacken, von denen im allgemeinen die am weitesten nabelwärts gelegene am größten ist. Bei den Stücken vom Salzberg greifen die Zacken des Laterallobus nun sehr verschieden tief nach rückwärts ein, so daß der Lobus im Ganzen eine dreieckige, stark nabelwärts hängende Form aufweist. Bei den Stücken von Heudeber indessen greifen die Zacken des Laterallobus ziemlich gleichmäßig tief nach rückwärts ein und es entsteht

so der Eindruck einer viereckigen Form des Lobus, der etwa radial steht und dessen Zacken nicht nabelwärts herabhängen, wie es bei den Stücken vom Salzberg der Fall ist. Gelegentlich zeigen wenige Exemplare von Heudeber eine ganz schwach hängende Form des Laterallobus. Diese ist jedoch niemals auch nur annähernd so stark nabelwärts hängend, wie bei den Ammoniten vom Salzberg. Dieser Unterschied läßt sich durchgehend beobachten und es haben sich in dem Material beider Lokalitäten keinerlei Stücke gefunden, die eine Ausnahme bildeten.

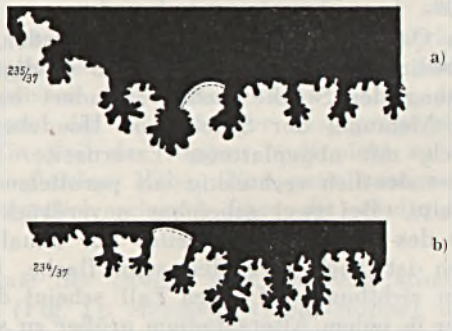


Abb. 2. a) *Placenticeras* cf. *guadalupae* F. Röm., nat. Größe. Ob. Emscher, Salzberg. b) *Placenticeras radiatum* (J. Böhm in sched.) n. sp., nat. Größe, unt. Untersenon, Zgl. Heudeber-Danstedt.

Das starke Herabhängen des Laterallobus könnte unter Umständen bei Betrachtung der Entwicklung der Lobenlinie von *Placenticeras pacificum* Smith (Smith, 1900, S. 207, Taf. 27 u. Taf. 28, Fig. 1—4) als eine Funktion des ontogenetischen Alters angesehen werden. Es muß jedoch berücksichtigt werden, daß Smith die Lobenlinien sehr juveniler Exemplare abbildet, während es sich im vorliegenden Falle um den Vergleich der Lobenlinie von zweifellos ausgewachsenen Individuen von etwa gleicher Größe handelt.

Auch die Zahl der Umschlagzacken scheint bei den Stücken vom Salzberg und von Heudeber etwas verschieden zu sein, jedoch reicht das vorliegende Material nicht aus, um dies einwandfrei zu entscheiden; ob überhaupt die Zahl der Umschlagzacken zur Unterscheidung von Arten verwendbar ist oder ob sie weitgehend vom Alter der Individuen abhängig ist, müssen weitere Untersuchungen ergeben. So zeigt z. B. die Lobenlinie von *Placenticeras guadalupae* bei Roemer sechs Umschlagzacken, bei de Grossouvre drei bis vier.

Während so die Stücke vom Salzberg auf Grund ihrer Skulptur und ihrer Loben in die engere Verwandtschaft des *Placenticeras syrtale* Mort. bzw. *guadalupae* F. Roem. gehören, sind die Stücke von Heudeber gemäß ihrer Lobenlinie von den Salzberg-Placenticeraten zu trennen und in die Verwandtschaft des amerikanischen *Placenticeras intercalare* Meek. (Hyatt, S. 207, Taf. 35—37, Taf. 38, Fig. 1) zu stellen, welches denselben Lobentypus aufweist. Hierhin gehört auch die von Stolley (1916, Taf. 5, Fig. 4) ab-

gebildete Lobenlinie, die dieser Autor zu *Placenticeras syrtale* Mort. var. *guadalupae* F. Roem. rechnet. Im Text weist er jedoch darauf hin, daß die Sutur besser zu *Placenticeras sancarlosense* Hyatt (Hyatt, 1904, S. 200, Taf. 30, Fig. 1—3; Taf. 31, Fig. 1—2) passe. Diese Art ist indessen auf Grund ihrer Loben in die Nähe des *Placenticeras syrtale* Mort. bzw. *guadalupae* F. Roem. zu stellen, da die Zacken des Laterallobus deutlich verschieden tief nach rückwärts eingreifen und so den Eindruck des „Herabhängens" (S. 219/220) hervorrufen. Außerdem ist die Lobenlinie kontinuierlich geschwungen.

Gegen die Stellung der vorliegenden Stücke von Heudeber zu *Placenticeras intercalare* spricht indessen die Skulptur und vielleicht auch der Querschnitt. Er ist bei der amerikanischen Form zwar ebenfalls lanzenspitzenförmig mit abgeplatteter Externseite wie bei den Luftkammern der Stücke von Heudeber und wird im Alter entsprechend auch mehr eiförmig. Doch ist er bei der amerikanischen Form im Alter nach der Externseite zu etwas eingeschnürt, wie Fig. 3, Taf. 27 bei Hyatt zeigt. Es ist außerdem unbekannt, ob dieser Querschnitt zu einer Wohnkammer oder Luftkammer gehört, und welchen Querschnitt die Wohnkammer hat. Die Skulptur ist verschieden, da die externen Knoten bei der amerikanischen Form gegenüber den Stücken von Heudeber zu weit von der Externseite entfernt stehen, die internen Knoten indessen zu nahe am Nabel sitzen. Außerdem ist über die Skulptur der Wohnkammer des *Placenticeras intercalare* nichts bekannt.

Wie bereits erwähnt, ist auch eine Stellung der Stücke von Heudeber zu *Placenticeras sancarlosense* Meek wegen der Lobenlinie und wegen des Querschnittes, wie bereits Stolley erwähnt, nicht möglich. Die Skulptur auf den Luftkammern paßt zwar einigermaßen zu der der Stücke von Heudeber (vgl. Taf. 30, Fig. 1 bei Hyatt), doch zeigt auch die Wohnkammer dieser Form keine ausgeprägte und scharfe Berippung.

Wenn nun auch Stolley (1916, S. 94) davor warnt, Artunterschiede auf leichte Verschiedenheiten der Lobenlinie aufzubauen, so sieht der Verfasser doch in den angeführten Unterschieden wesentliche Verschiedenheiten, und es ist für ihn vor allem ausschlaggebend, daß die Formen mit den verschiedenen Lobenlinien in verschiedenen stratigraphischen Horizonten auftreten. Deshalb schlägt er für die Formen von Heudeber einen neuen Namen vor, und zwar ist derjenige beizubehalten, der sich in der Schausammlung des Geologischen Landesmuseums bei einem dort ausgestellten Stück fand. Nach Mitteilung von Herrn Professor Dr. J. Böhm ist jedoch niemals eine Diagnose der Stücke von Heudeber aufgestellt oder veröffentlicht worden. Demnach ist die neue Art zu nennen *Placenticeras radiatum* (J. Böhm, in sched.) n. sp.

Placenticeras cf. *radiatum* (J. Böhm, in sched.) n. sp.

Mit den anderen Stücken von Heudeber zusammen liegt eine Form vor, die in Skulptur, Querschnitt und dem Typus der Lobenlinie den übrigen durchaus gleicht. Sie unterscheidet sich indessen dadurch, daß die Stämme der einzelnen Loben außerordentlich schmal sind. Eine besondere Art glaubt der Verfasser hierin nicht erblicken zu können, da bei dem bei Hyatt (Taf. 36, Fig. 1) abgebildeten Stück von *Placenticeras intercalare* Meek ebenfalls die Stämme der einzelnen Loben sehr schmal sind. Im Gegensatz hierzu sind die Stämme der Loben bei den gesondert gezeichneten Lobenlinien (Fig. 4

u. 5) wesentlich breiter. Ob die Schmalstämmigkeit der Loben eine besondere Bedeutung hat, kann im Rahmen dieser Arbeit nicht entschieden werden.

Placenticeras cf. *intercalare* Meek

Zwei Stücke von Heudeber entsprechen in der Anordnung der Loben durchaus *Placenticeras radiatum*. Bei beiden Stücken sind indessen die Stämme der Loben recht schmal, und es sei deshalb auf die Ausführungen bei *Placenticeras* cf. *radiatum* hingewiesen. Der Querschnitt der Windungen, die wenig verdrückt zu sein scheinen, ist schmal und hoch. Er entspricht etwa dem der Luftkammern von *Placenticeras intercalare* bei Hyatt, Taf. 39, Fig. 2. Der Querschnitt der Wohnkammer ist etwas breiter und nicht so sehr zur Externseite hin zugeschärft. Diese ist schmal und abgeplattet und wird an jeder Seite von einer Kante mit zahnartig spiral ausgezogenen Knoten begrenzt. Der Nabel ist entsprechend der ganzen Gattung *Placenticeras* verhältnismäßig eng. Die Nabelfläche steht fast senkrecht und geht gerundet in die Flanken über. In der weiteren Entwicklung der Wohnkammer steht die Nabelfläche nicht mehr senkrecht, und der Übergang von den Flanken zum Nabel ist verwischt. Eine Nabelkante ist nirgends ausgebildet. Die Skulptur fehlt fast ganz. Lediglich an der Externseite finden sich 5—6 punktförmige Knoten auf 1/4 Windung und ein Stück vom Nabel entfernt steht eine Reihe undeutlicher, etwas radial verlängerter Knoten, etwa 3 auf 1/4 Windung. Gelegentlich sind auch undeutliche, scheinbar sichelförmig verlaufende Anwachsstreifen zu beobachten.

Querschnitt, Skulptur und Lobenlinie entsprechen so *Placenticeras intercalare* Meek, besonders dem von Meek (1876, Taf. 23, Fig. 1 a) abgebildeten Stück. Eine Identifizierung mit demselben erfolgt lediglich nicht wegen der Schmalstämmigkeit der Loben.

Einen ähnlichen Querschnitt und ähnliche Skulptur, oft auch eine ähnliche Lobenlinie, haben:

Placenticeras planum Hyatt (Hyatt, 1904, S. 202, Taf. 33, Fig. 2—4), das aber am Nabel schwach beknotet ist (im Gegensatz zu den vorliegenden Stücken, bei denen die Knoten ein Stück vom Nabel entfernt stehen), und dessen Lobenlinie außerdem *Placenticeras syrtale* und *Placenticeras guadalupae* ähnelt.

Placenticeras newberry Hyatt (Hyatt, 1904, S. 203, Taf. 31, Fig. 3—6), welches aber wesentlich breiter ist.

Placenticeras placenta Dekay (Hyatt, 1904, S. 211, Taf. 39, Fig. 3—6; Taf. 40, Fig. 1—2), welches nur eine Reihe zahnartig ausgezogener Knoten in der Nähe des Nabels hat, dessen Lobenlinie aber ähnlich der der vorliegenden Stücke ist.

Die glatten Formen von *Placenticeras stantoni* Hyatt var. *bolli* Hyatt (Hyatt, 1904, S. 214, Taf. 40, Fig. 3—7; Taf. 41, Fig. 1—7; Taf. 42), welche indessen wesentlich breitstämmigere Loben haben und in unmittelbarer Nähe des Nabels beknotet sind.

Ob die vorliegenden Stücke von Heudeber wirklich zu *Placenticeras intercalare* gehören, muß weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben. Jedenfalls ähneln sie am meisten dieser amerikanischen Form.

Verteilung der leitenden Inoceramen und Ammoniten in den Salzbergschichten.

Fossil	Schicht 1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Inoceramus cardissoides Goldf.						2		2				1 cf.								4			
Inoceramus pachti Arkh.						2						1		2						1		4	
Inoceramus cordiformis Sow.												1						2		1			
Inoceramus cordiformis Sow. var. *böhmi* G. Müll.																					1		
Inoceramus cordiformis Sow. var. *haenleini* Müll.																						1	1
Inoceramus cycloides Wegn.					1	4						1 2	1?	3					1 1	5	4	5	
Hauericeras clypeale Schlüt.					1	2 cf. 2		1 cf. 4	1			1?						1					
Placenticeras cf. *guadalupae* F. Roem.					1 1	1			B		B	B	B	B			1 B			B			

Erläuterung: Die Zahlen geben die Anzahl der gefundenen Exemplare an. B bedeutet Bruchstück. Die Fundschicht einiger Placenticeraten steht nicht genau fest. Deshalb bezeichnet ein Strich das Intervall des Vorkommens des betreffenden Exemplares.

E. Stratigraphie des oberen Emschers und unteren Untersenons

Bereits aus den Andeutungen im paläontologischen Teil geht hervor, daß die erneute Betrachtung des Salzbergmaterials und die vorgenommenen Vergleiche einiges zur Klärung der Stratigraphie der Emscher—Untersenon-Grenze und damit auch zur Einstufung des Salzbergmergels beitragen können. Um die auf S. 209 geforderte stratigraphische Tabelle, die das Auftreten und Verschwinden der einzelnen Formen zeigt, aufstellen zu können, muß zuerst die von Stolley verallgemeinerte Gliederung des Oberemschers und Untersenons an Hand des vorliegenden Materials diskutiert werden. Man kann nach Ansicht des Verfassers das Ergebnis der mit so großer Sorgfalt von Herrn Professor Seitz vorgenommenen Aufsammlungen am Salzberg als nicht zufällig bezeichnen, und der Verfasser glaubt, daß die in der Tabelle S. 223 zum Ausdruck kommende Verbreitung der einzelnen Formen im Salzberggestein in hohem Grade der Wirklichkeit nahekommt.

Nach der Tabelle S. 223 enthalten die tiefsten Partien des Salzbergmergels (Schicht 23—18) *Inoceramus cordiformis, Inoceramus pachti* und *Inoceramus cardissoides,* die Ammoniten fehlen fast ganz. Die Schichten stellen so den Stolley'schen Oberemscher a dar. Mit dem Ende des Hauptauftretens des *Inoceramus cordiformis* beginnt dann bereits das *Hauericeras clypeale* entsprechend dem Stolley'schen unteren Granulatensenon b. *Inoceramus cordiformis* geht dann noch ein wenig höher hinauf, wie das Vorkommen eines Stückes in Schicht 12 zeigt. Das Hauptauftreten des *Hauericeras clypeale* erfolgt indessen höher (Schicht 9—5). Man kann demnach auffassen:

Schicht 5— 9 als Stolley's Untersenon b,
Schicht 9—18 als Übergangspartie,
Schicht 18—23 als Stolley's Oberemscher a.

Im Widerspruch zu der Stolley'schen Tabelle aber gehen *Inoceramus cardissoides* und *Inoceramus pachti* noch bis in die Clypeale-Schichten hinein. Außerdem stellt sich bereits an der Basis der Übergangsschichten zusammen mit *Hauericeras clypeale* das *Placenticeras* cf. *guadalupae* ein, das bei Stolley nicht erwähnt ist. Jedoch fehlt in den Clypeale-Schichten der in Stolley's Tabelle angegebene *Inoceramus pseudocardissoides* Schlüt. Er ist nach Heinz (1928, S. 82) eine (regelmäßig radial berippelte) *Steenstrupi*-Form „mit in gewissen Intervallen auftretenden stärkeren Anwachsringen". Diese regelmäßig (radial) berippelten Inoceramen treten aber nach dem Material des Verfassers erst in den Schichten mit *Placenticeras radiatum* bei Heudeber auf. Sie gehören aber bereits in das *Granulatus-westfalicus*-Senon (Riedel, 1934, S. 688) und stellen Stolley's unteres Granulaten-Senon a dar, die „*Syrtale*-Schichten mit *Inoceramus pinniformis*". Im paläontologischen Teil zeigte der Verfasser, daß die von Stolley gemeinten Placenticeraten von Heudeber nicht zu *Placenticeras syrtale* Mort. zu stellen sind, sondern eine neue Art, *Placenticeras radiatum* (J. Böhm in sched.) n. sp., darstellen. Ob *Hauericeras clypeale* in diese Schichten noch hinaufgeht, kann nicht entschieden werden, da die dem Verfasser vorliegenden Hauericeraten von Heudeber zur Bestimmung zu schlecht erhalten sind. Ihre Zugehörigkeit zu *Hauericeras clypeale* ist wahrscheinlich, jedoch nicht beweisbar.

Vergleicht man nun die geschilderten, für das Harzvorland geltenden stratigraphischen Verhältnisse mit denen des Ruhrgebietes, so ergibt sich im

allgemeinen eine Übereinstimmung, aber auch eine Reihe von Unterschieden. *Inoceramus cardissoides* und *Inoceramus pachti* gehen, wie bereits im paläontologischen Teil erwähnt, auch im Ruhrgebiet weiter hinauf, hier sogar bis in die *Pseudogardeni*-Schichten. Als wesentlicher Unterschied muß hervorgehoben werden, daß im Ruhrgebiet *Hauericeras clypeale* an vielen Lokalitäten zusammen mit *Inoceramus cordiformis* vorkommt, und daß die am Salzberg so häufigen Formen von *Placenticeras* cf. *guadalupae* in den entsprechenden Schichten des Ruhrgebietes völlig fehlen. In dem sehr zahlreichen Material des Geologischen Landesmuseums und in verschiedenen großen westfälischen Sammlungen sah Verfasser nicht ein einziges Stück.

Auch im Ruhrgebiet treten Placenticeraten auf, jedoch nur an einem Fundpunkt, der Ziegelei Rapen bei Recklinghausen. Die speziellen Bestimmungen des Verfassers (1930, S. 695—696): *Placenticeras syrtale* Mort. var. *guadalupae* F. Roem. und *Placenticeras syrtale* Mort. var. *milleri* v. Hauer müssen nach den jetzigen Erfahrungen wegen der schlechten Erhaltung der Stücke zurückgezogen werden, da besonders an keinem Stück die Lobenlinie erhalten ist. Die vom Verfasser (1930, S. 696, Taf. 79, Fig. 2) als *Placenticeras syrtale* Mort. var. *costata* Riedel beschriebenen Formen scheinen mit den Stücken von Heudeber übereinzustimmen, doch ist auch dies nicht eindeutig zu beweisen, da es sich bei Rapen nur um Wohnkammer-Bruchstücke handelt. Eindeutig steht jedoch fest, daß die Schichten bei Rapen jünger sind als die von Heudeber. Dies geht einerseits aus dem Vorkommen von *Hauericeras pseudogardeni* hervor, andererseits aus den Belemniten, über die sich Verfasser (1934, S. 689) geäußert hat. Mit den Placenticeraten des Ruhrgebietes zusammen treten ebenfalls radial berippelte Inoceramen auf, die jedoch schon in den oberen *Clypeale*-Schichten beginnen, aber ihr Hauptlager in den unteren *Pseudogardeni*-Schichten haben.

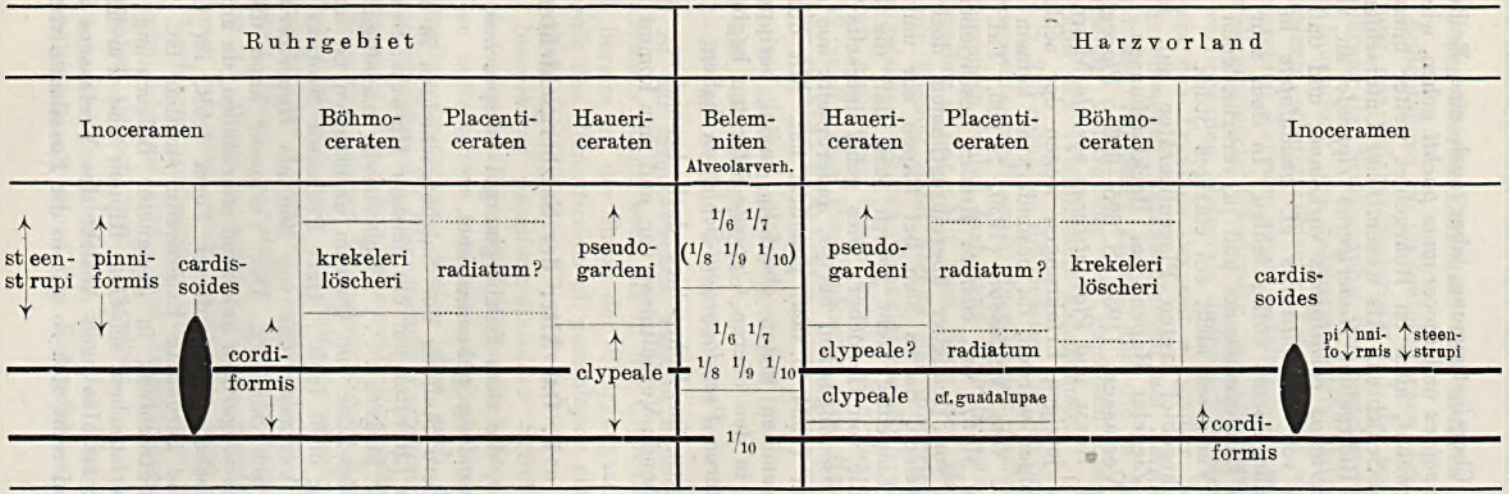
Demnach liegen im Ruhrgebiet doch besondere, von denen des Harzvorlandes abweichende Verhältnisse vor, und man kommt zu folgender Tabelle: (siehe S. 226).

F. Das Alter der Salzbergschichten

Die Schichten, die dem Salzbergmergel entsprechen, sind in der Tabelle durch dicke Umrandung gekennzeichnet.

Für eine höhere Stellung der Salzbergschichten in das echte Untersenon findet sich in der Literatur nur ein einziger Hinweis: Stolley, 1916, S. 75—76, gibt an, daß „der jüngere . . . . . *Hauericeras pseudogardeni* vereinzelt schon in der *Cardissoides*-Zone von Querum anzutreffen ist und in gleicher Weise auch am Salzberg nicht fehlt". Herr Professor Stolley überließ nun freundlicherweise dem Verfasser das von ihm als *Hauericeras pseudogardeni* angesehene Stück vom Salzberg. Der Verfasser kann dieses leider nicht als zu *Hauericeras pseudogardeni* gehörend anerkennen, da auf ihm jede Andeutung des charakteristischen Kieles dieser Form fehlt, im Gegenteil, an einigen Stellen sogar eine gerundete Externseite sichtbar ist. Außerdem zeigt das Stück bei der Betrachtung in geeigneter Beleuchtung die für *Hauericeras clypeale* charakteristischen schiefen Rippen und Furchen nahe der Externseite. Das Stück ist also nach Ansicht des Verfassers zu der letztgenannten Art zu stellen und reiht sich so gut in die Fossilsuite vom Salzberg ein.

Tabelle zum Vergleich der Stratigraphie im Ober-Emscher und tiefen Untersenon des Harzvorlandes und Ruhrgebietes



Die Schichtenfolge zwischen den dicken Linien stellt das Niveau des Salzbergmergels dar.

Wäre das Stück wirklich ein *Hauericeras pseudogardeni* gewesen, so hätte es bewiesen, daß dieser Ammonit bereits in einzelnen Exemplaren viel tiefer beginnt. Dies hätte seine Heranziehung als Leitfossil außerordentlich beeinflußt. *Hauericeras pseudogardeni* ist nun doch ein sehr typisches Leitfossil. Es tritt im Harzvorland und Ruhrgebiet, am Zeitmaßstab der Belemniten gemessen, gleichzeitig in den oberen *Granulatus-westfalicus*-Schichten (vgl. Riedel, 1934, S. 696) auf. Dem Verfasser ist bei der Durchsicht außerordentlich zahlreichen Materials in den letzten sechs Jahren niemals ein *Hauericeras pseudogardeni* aus tieferen Schichten zu Gesicht gekommen.

Ob man nun die Schichten des Salzberges zum oberen Emscher oder Untersenon rechnet, kommt darauf an, ob man die Grenze des Vorkommens von *Hauericeras clypeale* so zieht, wie es Stolley (1930) getan hat, oder ob man das Untersenon mit dem Beginn des *Hauericeras pseudogardeni* anfangen läßt, wie es der Verfasser (1930, S. 641) vorgeschlagen hat. Nach den Ausführungen des Verfassers über das Ruhrgebiet kann man zur Grenzziehung das Auftreten verschiedener Fossilien benutzen. Die Grenze wird von den kartierenden Geologen praktisch stets nach lokalen Verhältnissen, die durch petrographische Unterschiede bedingt sind, gezogen werden.

Folgt man dem Vorschlag Stolley's bezüglich der Grenzziehung, so ergibt sich als Alter der Schichten vom Salzberg Oberemscher — unteres Untersenon; schließt man sich dem vom Verfasser vorgeschlagenen Gliederungsschema an, so sind die Salzbergschichten nur dem Oberemscher zuzurechnen.

Der vorliegende Fall zeigt deutlich die Willkürlichkeit der Grenzziehung bei einem ununterbrochenen Sedimentationszyklus. Welcher Vorschlag sich im Laufe der Zeit durchsetzen wird, ist reine Geschmackssache, und es würde den Verfasser in keiner Weise berühren, wenn sich die Allgemeinheit dem Stolley'schen Vorschlag anschließen würde.

Die Hauptsache ist und bleibt die Schaffung der Tabelle S. 226, in der das Auftreten der einzelnen wichtigen Fossilien relativ zueinander in den verschiedenen Gebieten abzulesen ist, und aus welcher dann die Stellung der einzelnen lokal zu benennenden Schichten ersichtlich ist.

Der Grund, weshalb der Verfasser bei seiner ehemaligen Grenzziehung bleibt und sich nicht dem Stolley'schen Vorschlag anschließt, ist das gleichzeitige Auftreten des *Hauericeras pseudogardeni* in beiden Gebieten, das eine gute Grenze bildet. Die Verhältnisse in den *Clypeale*-Schichten sind nach Ansicht des Verfassers nicht einheitlich genug. Daß der Salzbergmergel als angeblich gut auskartierte Schicht eine schöne obere Grenze des Emschers (gemäß dem Vorschlag des Verfassers) geben würde, kann vom rein stratigraphischen Standpunkt aus nur eine sehr geringe Rolle spielen.

G. Zusammenfassung

Auf Grund horizontmäßig gesammelten Materials vom Salzberg und eines genauen paläontologischen Vergleichs der leitenden Inoceramen und Ammoniten wurde eine Tabelle aufgestellt, aus der das Auftreten und Verschwinden der einzelnen Leitformen im Ruhrgebiet und Harzvorland abzulesen ist. Die Salzbergschichten wurden in dieser Tabelle besonders hervorgehoben. Sie

ist das wesentliche Ergebnis der vorliegenden Arbeit. Als Alter der Salzberg-Schichten wurde festgestellt: Oberer Emscher + unteres Untersenon im Sinne Stolley's (1930) = Oberemscher im Sinne von Riedel (1930).

In paläontologischer Hinsicht ist eine vorläufige Revision der deutschen Placenticeraten aus dem Oberemscher und Untersenon und die Aufstellung einer neuen untersenonen Art *(Placenticeras radiatum* [J. Böhm in sched.] n. sp.) zu erwähnen.

H. Schriften

Bode, G.: Referat über die Arbeit von G. Müller, Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **25.** 1898. — Jber. Ver. naturw. Braunschweig, **11,** S. 154—159. Braunschweig 1899.

Böhm, J.: *Inoceramus cardissoides* auct. — Jb. preuß. geol. L.-A., **40,** f. 1919, Teil II, S. 65. Berlin 1922.

Brandes, G.: Bemerkungen zu Herrn Th. Wegner's Aufsatz: Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. — Z. deutsch. geol. Ges., 1905, S. 576. Berlin 1905.

Burmester, L.: Die Molluskenfauna des Salzberges. — Jb. preuß. geol. L.-A., **35,** f. 1914, Teil II, S. 1—36, Taf. 1. Berlin 1916.

Goldfuss, A.: *Petrefacta germaniae.* II. Teil. Düsseldorf. — Taf. 72—165. 1834 bis 1840.

de Grossouvre, A.: Les Ammonites de la craie supérieure. — Mem. explic. carte géol. dét. France. Recherches sur la craie supérieure. II. Teil. Paris 1894.

Heine, Fr.: Die Inoceramen des mittelwestfälischen Emschers und Untersenons. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **120.** Berlin 1929.

Heinz, R.: Das Inoceramenprofil der oberen Kreide Lüneburgs. — **21.** Jber. niedersächs. geol. Ver., S. 65, Taf. 1—3. Hannover 1928.

— : Über die bisher wenig beachtete Struktur der Inoceramenschale und ihre stratigraphische Bedeutung. — Mitt. mineral.-geol. Staatsinst. Hamburg, **10,** S. 1—39, Taf. 1—3. Hamburg 1928. — 1928 a.

— : Über die Oberkreide-Inoceramen Südamerikas und ihre Beziehungen zu denen Europas und anderer Gebiete. — Mitt. mineral.-geol. Staatsinst. Hamburg, **10,** S. 41—97, Taf. 4—6. Hamburg 1928. — 1928 b.

— : Aus der neuen Systematik der Inoceramen. — Mitt. mineral.-geol. Staatsinst. Hamburg, **13,** S. 1—26. Hamburg 1932.

— : Einige Fragen aus der vergleichenden Oberkreide-Stratigraphie. — Z. deutsch. geol. Ges., **85,** S. 720—729, Taf. 61. Berlin 1933.

Hyatt, A.: Pseudoceratites of the Cretaceous. — U. S. Geol. Surv. Monogr., **44.** Washington 1904.

Meek, F. B.: A report on the invertebrate cretaceous and tretiary fossils of the Upper Missouri Country. — Rep. U. S. geol. Surv., **9.** Washington 1876.

Müller, G.: Die Molluscenfauna des Untersenons von Braunschweig und Ilsede. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **25.** Berlin 1898.

— : Über die Gliederung der Actinocamax-Kreide im nordwestlichen Deutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **52,** Verh., S. 39. Berlin 1900.

Riedel, L.: Zur Stratigraphie und Faziesbildung im Oberemscher und Untersenon am Südrande des Beckens von Münster. — Jb. preuß. geol. L.-A., **51,** f. 1930, S. 605—713, Taf. 72—79. Berlin 1931.

— : Die Oberkreide vom Mungofluß in Kamerun und ihre Fauna. — Beitr. geol. Erf. deutsch. Schutzgeb., **16.** Berlin 1932.

— : Bemerkungen zum Vergleich der Stratigraphie der Oberkreide im Ruhrgebiet und im Harzvorland. — Jb. preuß. geol. L.-A., **54,** f. 1933, S. 686 bis 697. Berlin 1934.

Roemer, F.: Die Kreidebildungen von Texas und ihre organischen Einschlüsse. — 11 Taf. Bonn 1852.

Schlüter, Cl.: Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. — Palaeontographica, **21,** S. 1—120, Taf. 1—35. Kassel 1872—1876.

— : Die Gattung *Inoceramus.* — Palaeontographica, **24,** S. 249—288, Taf. 36—39. Kassel 1876—1877.

Smith, J. P.: The Development and Phylogeny of Placenticeras. — Proc. Calif. acad. sc. III. Ser., **1,** Nr. 7, S. 181—240, Taf. 24—28. San Francisco 1900.

Stolley, E.: Beiträge zur Kenntnis der oberen deutschen Kreide. — **9.** Jber. niedersächs. geol. Ver., S. 69—108, Taf. 5. Hannover 1916.

— : Einige Bemerkungen über die Kreide Südskandinaviens. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1930, S. 157—190. Stockholm 1930.

Seitz, O. & Gothan, W.: Palaeontologisches Praktikum. — Berlin 1928.

Wegner, Th.: Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. — Z. deutsch. geol. Ges., **57,** S. 112—232, Taf. 7—10. Berlin 1905.

Woods, H.: Monograph of the cretaceous Lamellibranchia of England. — Pal. Soc. London 1899—1913.

Urschrift eingegangen am 8. Januar 1937
Druckauftrag erteilt am 6. Dezember 1937

Bau und Biologie von *Ammonicrinus doliiformis* n. sp.

Von Johannes Wolburg, Göttingen

Hierzu Tafel 17 u. 18 und 5 Abbildungen

Inhalt

Seite

Einleitung 230
Beschreibung des Baues 231
Systematische Stellung und verwandtschaftliche Beziehungen 234
Entwicklung und Lebensweise 236
I. Über die Annahme der Schwimmanpassung 236
II. Über das mutmaßliche Bodenleben 238
III. *Ammonicrinus wanneri* als Endform des Entwicklungsganges der Gattung 239
Zusammenfassung 241
Schriften 241

Einleitung

Die Kenntnis von den eingerollten Crinoiden, speziell der Gattung *Ammonicrinus,* ist noch verhältnismäßig mangelhaft, teils infolge der Seltenheit ihres Vorkommens, teils wegen der für die Erforschung ungünstigen Lage des Kelches im umgebenden Stiel.

Die Gattung *Ammonicrinus* war bisher nur durch drei von Fr. Springer und P. G. Krause beschriebene Exemplare des *Ammonicrinus wanneri* repräsentiert. Diese Anzahl ist glücklicherweise durch einen neuen Fundpunkt in den Selscheider Schichten bei Ohle auf Blatt Altena im Sauerland[1]) bedeutend vermehrt worden. Die hier gefundenen Reste gehören vier Exemplaren einer neuen Art an und zeigen z. T. mehr Einzelheiten als die

1) Das Material, welches von Herrn A. Pfeiffer, Bochum, 1933 gefunden und aufgesammelt wurde, befindet sich im paläontologischen Museum der Universität Göttingen, wo es mir Professor H. Schmidt zur Verfügung stellte. Beiden Herren danke ich für die Freundlichkeit, mir die Stücke zur Bearbeitung überlassen zu haben. Ferner danke ich Herrn Oberpräparator R. Jonas für seine wertvolle Hilfe beim Herstellen der Glyzeringelatine-Ausgüsse und für das Photographieren der Stücke.

bisher bekannten, so daß für die Kenntnis der Gattung *Ammonicrinus* ein wertvoller Beitrag geliefert werden kann. Sämtliche Teile sind infolge Kalkauslaugung als Hohlform oder Abdruck in Tonschiefergestein vorhanden, was einerseits für die Erhaltung von Formfeinheiten günstig war, andererseits aber die Rekonstruktion außerordentlich erschwerte. Um die Form der Kelchplättchen zu gewinnen, mußten die z. T. stark unterschnittenen Hohlformen im Vakuum mit Paraffin getränkt und beim Abgießen mit Glyzerin-Gelatine evakuiert werden.

Beschreibung des Baues

Der Stiel zerfällt, und das ist die besondere Eigentümlichkeit unserer Art, in drei scharf getrennte Abschnitte:

1. Der Distalteil, der bei dem bisher bekannten *Ammonicrinus* fehlt, besteht aus länglich-runden Gliedern mit den Ausmaßen von 8—10 mm Höhe und 3 mm Dicke. An den Enden sind die Glieder etwas eingezogen, so daß ihre Dicke hier nur wenig mehr als 2 mm beträgt. Das Lumen der Glieder muß verhältnismäßig weit gewesen sein (siehe Abb. 2), denn der erhaltene Steinkern des einen Gliedes hat einen Durchmesser von mehr als 2 mm. Die sonst glatte Oberfläche ist mit unregelmäßig verteilten kleinen Pusteln besetzt. Die gegenseitige Verknüpfung der Glieder scheint relativ locker gewesen zu sein. Die Reihe dieser Glieder, von denen fünf erhalten sind, hat ungefähr das Aussehen einer Kette zusammenhängender Bratwürste. Ob ihre Anzahl ursprünglich größer war, ist nicht zu entscheiden.

2. Der Haupt- oder Mittelteil, das „Gehäuse" des Tieres, nach dessen Form die Gattung ihren Namen erhielt, ist mit dem Distalteil des Stieles durch ein Übergangsglied (siehe Taf. 17, Fig. 6 a, b) verbunden. Dieses hat eine Höhe von 3 mm. Sein Querschnitt nimmt nach oben zu, um etwa im obersten Drittel plötzlich auf 5 mm anzusteigen. Mit dieser plötzlichen Querschnittsvergrößerung geht Hand in Hand eine Abflachung des Gliedes nach der einen und eine flügelartige Ausziehung nach der anderen dazu senkrechten Richtung. So ist der Übergang von dem runden Querschnitt des Distalteils des Stiels zu dem flügelartig verlängerten abgeflachten Querschnitt des Hauptteils geschaffen. Auch die spiralige Einrollung des Hauptteiles und die dadurch bedingte Form der einzelnen Glieder macht sich bereits bei dem Übergangsglied bemerkbar durch eine geringe Einbuchtung der Innen- und eine stärkere Wölbung der Außenseite. Innen- und Außenseite ist im Sinne der Spiraleinrollung zu verstehen. Die Oberfläche des Übergangsgliedes ist mit vielen kleinen Pusteln besetzt.



Abb. 1. Siehe Text (Mittleres Stielglied)

Die Glieder des Hauptstielteils haben auf der Außenseite der Spirale eine weit größere Höhe (siehe Abb. 1) als auf der Innenseite. Sie beträgt bei dem Anfangsglied außen 1,5 mm und steigt bei den größten bis auf 3,5 mm. Die Glieder haben also, im Schnitt der Spiralebene betrachtet, Keilform und sind außen konvex, innen flach. Die größte Breite der Glieder (siehe Abb. 1) wächst schnell von 8 mm beim ersten bis zu etwa 25 mm bei den größten Gliedern. Durch die Wölbung der Glieder nach außen und durch die Abbiegung ihrer Enden nach der Mitte der Spirale ergibt sich bei enger Einrollung die Gestalt einer Tonne, deren Durchmesser 20—25 mm erreicht. Die abgebogenen Gliedenden, die dem Boden bzw. dem Deckel der Tonne entsprechen, sind verschieden, teils keulenförmig, teils spitz auslaufend gebaut. Sie schließen eng aneinander und berühren sich in der Mitte. Die Anzahl der dieses „Gehäuse" in einem Umgang bildenden Glieder beträgt 20—22, doch sind ihrer noch mehr, da die letzten, wieder kleiner werdenden Glieder im „Gehäuse" verborgen sind. Bei einem Exemplar wurden bis zu 28 Glieder gezählt.

Die Stielglieder sind durch einen ovalen Kanal verbunden, dessen Öffnung in der Länge 0,8 mm und in der Breite 0,5 mm mißt. Ein Gelenkungsapparat sorgt für die Möglichkeit der gegenseitigen Beweglichkeit der Glieder. Dieser besteht aus zwei Teilen von je etwa 40 Rippchen und dazwischen liegenden Grübchen, die längs der Mittellinie der Berührungsflächen der Glieder zu beiden Seiten des Kanals in gerader Linie aufsitzen. Die mittleren von ihnen sind sehr klein, die äußeren erheblich größer und werden über 1 mm lang. Alle zeigen zur Mitte des „Gehäuses" hin, so daß also die mittleren senkrecht, die äußeren schräg stehen. Entsprechend ihrer Funktion als Gelenkungsapparat macht die Phalanx der Rippchen die Tonnenwölbung der Stielglieder nicht mit, sondern nähert sich an den Enden der Außenseite der Glieder, vergleichbar einer Bogensehne (siehe Abb. 2 und Taf. 17, Fig. 7).

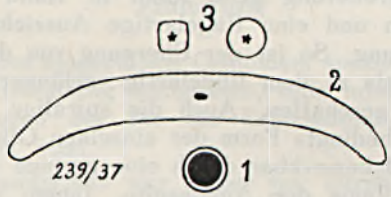


Abb. 2. Querschnitte der Stielgliedertypen und ihrer Kanäle im richtigen Größenverhältnis. 1. Distalglied; 2. Mittelglied; 3. Proximalglieder

Wie Taf. 17, Fig. 1 und 2 zeigen, scheint die Fähigkeit, die Spirale zu öffnen, relativ groß gewesen zu sein, vorausgesetzt, daß dieses Exemplar beim Einbetten in das Sediment nicht gewaltsam aufgerollt worden ist. Oder aber die distalen Glieder des Hauptstielteils wurden nicht oder nur in geringem Maße eingerollt, denn ein anderes Exemplar zeigt dieselbe Aufrollung der distalen Glieder.

3. Vom proximalen Stielteil (siehe Abb. 2) ist mit Sicherheit nur ein Glied zu erkennen, das etwa 1 mm in der Höhe und 2,5 mm im wahr-

scheinlich runden Querschnitt mißt. Der Kanal ist entsprechend der Crinoidensymmetrie fünfteilig. Dieses Glied befand sich im Inneren des einen Exemplars. Es ist unklar, ob ein 13 mm langer Schlauch von rundlich viereckigem Querschnitt und 2 mm Durchmesser, welcher sich in der Nähe des einen Exemplars befindet, auch zum proximalen Stielteil unserer Art gehört. Die eine Seite dieses vielleicht hierher gehörenden Stielendes zeigt feine Querriefen, eine andere feine unregelmäßig verteilte Pusteln wie die oben geschilderten Glieder. Eine Verbindung der proximalen Stielreste zum Mittelteil und zum Kelch ist nicht aufzufinden. Im Vergleich zu den anderen Gattungen eingerollter Crinoiden erscheinen die proximalen Stielteile plump und groß, aber hinsichtlich des überhaupt robusteren Baues von *Ammonicrinus* diesem angepaßt.

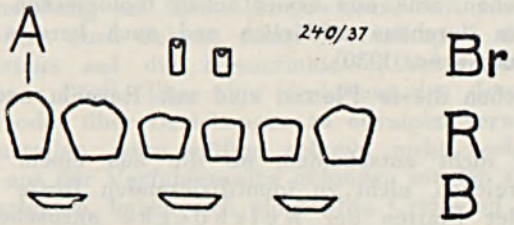


Abb. 3. Die Kelchplatten von *Ammonicrinus doliiformis* (B = Basalia; R = Radialia; A = Anale; Br = Brachialia)



Abb. 4. Rekonstruktion des Kelches von *Ammonicrinus doliiformis* n. sp.

Der Kelch: Das einzige, was bisher von dem Kelch der Gattung *Ammonicrinus* bekannt war, ist die ungefähre Form, wie das eine präparierte Stück des *Ammonicrinus wanneri* zeigt (siehe Taf. 18, Fig. 10).

Glücklicherweise fanden sich innerhalb zweier „Gehäuse" der neuen Art viele Skelettelemente vor, die aber leider nicht im ursprünglichen Zusammenhang und nur in Hohlform erhalten sind. Etliche Teile zerbrachen beim Aufknacken der Steinkerne dieser „Gehäuse", andere sind so ineinander geschachtelt, daß sie nur mangelhaft oder gar nicht rekonstruiert werden konnten. Folgende Elemente der Dorsalkapsel sind vorhanden (siehe Abb. 3 und 4 und Taf. 18, Fig. 1—4):

Ein dreiteiliger niedriger Basalkranz von 4 mm Durchmesser, der eine Öffnung von etwa 1,5 mm frei läßt. Zwei große Radialplatten von 5,5 mm Höhe, die mit allseitiger Umgrenzung erhalten blieben. Das eine zeigt deutlich am oberen Rande eine zweiteilige Gelenkfläche (Taf. 18, Fig. 3). Drei Radialplatten von etwa 4 mm Höhe, nur unvollkommen erhalten. Bei zwei von diesen ist eine hufeisenförmige Gelenkfläche an ihrem oberen Rande deutlich zu erkennen. Eine längliche Platte von etwa 6 mm Höhe und anderer Gestalt blieb auch nur unvollständig erhalten. Es ist höchstwahrscheinlich, daß es sich hier um eine Analplatte handelt. Die Anordnung der Radialia ergibt sich aus ihren verschiedenen Kantenlängen (siehe Abb. 3), worauf auch z. T. die Rekonstruktion des Kelches beruht (siehe Abb. 4).

Nach dieser m. E. einzig möglichen Identifizierung der Kelchplatten ist die verhältnismäßig geringe Größe einzelner Radialplatten als eine Verkümmerung anzusehen, was aus ersichtlichen biologischen Gründen bei eingerollten Crinoiden durchaus erklärlich und auch bereits nachgewiesen ist (Springer und Ehrenberg, 1930).

Die Außenflächen dieser Platten sind mit Runzeln und feinen Knötchen besetzt.

Es läßt sich nicht entscheiden, ob die aus einem Exemplar herauspräparierten zahlreichen, nicht zu identifizierenden Reste als Interradialia, Interbrachialia oder Platten der Kelchdecke anzusehen sind. Das Zusammenliegen dieser Reste mit unteren Armteilen, desgleichen ihre z. T. dornähnliche gedrungene Form lassen mich stark vermuten, daß es sich zum großen Teil um die Reste einer soliden Kelchdecke handelt.

Die Arme: Es lassen sich fünf, teils noch plattenähnliche, teils runde Brachialia erkennen, die 2—3 mm hoch und 1—1,5 mm breit sind und z. T. eine hufeisenförmige Gelenkfläche tragen. Weitere deutliche Armteile und Pinnulae sind nur spärlich vorhanden. Zwei Armbüschel, von denen einer innerhalb seines „Gehäuses", der andere außerhalb liegt, haben beide 14 bis 15 mm Länge, zeigen aber wegen schlechter Erhaltung keine Einzelheiten (siehe Taf. 18, Fig. 5, 6, 7). Es kann also über den Bau der Arme leider nichts Sicheres ermittelt werden. Da keines von den erkennbaren Gliedern Andeutungen einer Abzweigung verrät, vielmehr diese alle auf Atomie der Arme hinzuweisen scheinen, und da ferner auch die vorhandenen Pinnularia und Pinnulae (siehe bes. Fig. 7 der Taf. 18) keine Abzweigungen zeigen und letztere anscheinend alle gleich lang sind, vermute ich, daß es sich hier um Cladocrinoideenarme handelt (siehe nächstes Kapitel).

Systematische Stellung und verwandtschaftliche Beziehungen

Die systematische Stellung der Gattung *Ammonicrinus* ist auch mit Hilfe des neuen Materials nicht eindeutig festzulegen, sondern es lassen sich nur Vermutungen anstellen. Springer nahm anhand des einen von ihm z. T. aufpräparierten aber undeutlichen Exemplars von *A. wanneri* (Taf. 18, Fig. 10) die Zugehörigkeit der Gattung zu den Camerata an (Camerata Wachsm. und Spring. = Cladocrinoidea Jaek.).

Wie aus der obigen Beschreibung der neuen Art hervorgeht, würden die Arme, soweit sie erkennbar sind, dieser Annahme Springer's nicht wider-

sprechen. Über eine solide Kelchdecke, die bei einer Eingruppierung in die Cladocrinoidea zu fordern wäre, läßt sich nichts Sicheres aussagen; zumindest aber würden die oben angeführten hierauf bezogenen Kelchreste der Vermutung Springer's nicht entgegenstehen. Die auf Grund der vorhandenen Einzelplatten rekonstruierte Dorsalkapsel läßt zwar die bei Cladocrinoideen meist vorhandenen Interradialplatten vermissen; diese können aber teils unterdrückt, teils auf die Kelchdecke verschoben sein. Ich erinnere an die Familie der Hexacriniden, deren Dorsalkapsel meist auch nur aus einer ein- bis dreiteiligen Basis und einem durch das Anale unterbrochenen Radialkranz zusammengesetzt ist.

Mit diesem Befund läßt sich zwar die Zugehörigkeit der Gattung *Ammonicrinus* zu den Cladocrinoidea nicht beweisen, aber immerhin lassen sich begründete Beziehungen zu einer ihrer Familien, den Hexacrinidae, feststellen. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß aus der Gruppe der eingerollten Crinoiden auch der in seiner Dorsalkapsel dem *Ammonicrinus* ähnliche *Camptocrinus* auf die Hexacrinidae *(Dichocrinus)* bezogen wird (Springer, Ehrenberg 1930). Über eine Herleitung des *Ammonicrinus* aus bestimmten Familien oder über Beziehungen zu etwaigen verwandten Gattungen Überlegungen anzustellen, wäre müßig, solange nicht noch andere ähnliche Formen besonders aus der Vorfahrenreihe gefunden worden sind. Wie Springer und Ehrenberg darlegten, haben sich eingerollte Crinoiden aus verschiedenen Zweigen und zu verschiedenen Zeiten entwickelt, so daß es sich bei ihnen zum großen Teil um Konvergenzen und nicht Verwandtschaften handeln dürfte.

Auf alle Fälle scheint *Ammonicrinus* eine von den anderen Gattungen eingerollter Crinoiden völlig verschiedene Gattung mit eigenem Entwicklungsgang zu sein. Sie läßt sich mit Hilfe der neuen Art einigermaßen gut definieren. *Ammonicrinus* ist bisher nur aus dem Mitteldevon in zwei Arten bekannt: *Ammonicrinus wanneri* (siehe Taf. 18, Fig. 9 und 10) stammt aus der Basis des oberen Mitteldevon der Eifel und *Ammonicrinus doliiformis* n. sp. aus dem unteren Mitteldevon des nördlichen Sauerlandes.

Die Berechtigung der Aufstellung der neuen Art ergibt sich aus folgenden Unterschieden gegenüber *Ammonicrinus wanneri* Spring.:

1. Das „Gehäuse" ist im ganzen viel länger und tonnenähnlich.

2. Die Glieder des Hauptstielteiles sind bis zu ihren Enden gleichmäßiger gewölbt, letztere also nicht so stark abgeknickt wie bei *A. wanneri*.

3. Die Ausbildung der Gelenkungsflächen der Glieder und des Axialkanals ist eine andere.

4. Ein distaler Stielteil mit einem deutlich ausgebildeten Übergangsglied ist vorhanden.

Unterschiede im Kelch lassen sich leider wegen Fehlens von Merkmalen bei *A. wanneri* nicht feststellen.

Diese aufgezählten Unterschiede liegen schon außerhalb der Variationsbreite einer Art. Die sonstige außerordentliche Ähnlichkeit zwischen *A. wanneri* und *A. doliiformis* in der Ausbildung der Stielglieder, ihrer Oberfläche und in der Einrollungsweise ist m. E. allein dem Angehören der gemeinsamen Gattung zuzuschreiben. Der Name der neuen Art ist nach der Gestalt des Crinoids geprägt (dolium = die Tonne).

Entwicklung und Lebensweise

I. Über die Annahme der Schwimmanpassung

Springer's Untersuchungen über eingerollte Crinoiden brachten u. a. das Ergebnis, daß die Einrollung nicht, wie man früher annahm, eine Folge der Loslösung und einfach eine Anpassung an eine schwimmende Lebensweise war, sondern noch während des sessilen Vorfahrenstadiums erfolgt sein mußte, vielleicht als Schutzanpassung an eine bestimmt gerichtete Wasserströmung, und daß dann später ein Funktionswechsel der eingerollten Formen stattfand, wobei die erlangte Form den Übergang zur schwimmenden Lebensweise ermöglichte.

Die Gattung *Ammonicrinus* wäre dann nach Springer und später nach Krause und Ehrenberg (1930) in gewisser Beziehung die am weitesten spezialisierte Endform einer so gerichteten Entwicklung und Anpassung, da bei ihr erstens der Schwimmtyp am ausgeprägtesten ist, und zweitens auch keine Cirren vorhanden sind, so daß, wie vielleicht noch bei den anderen Formen, nicht mehr an eine zeitweise Anheftung in der Jugend durch Stiel oder Cirren gedacht werden kann.

Diese Anschauung über die Entwicklung der Gattung *Ammonicrinus* ist allein auf die wenigen Exemplare des *A. wanneri* gegründet. Das neue Material des *A. doliiformis* n. sp. fordert eine völlig andere Deutung.

Im Sinne der oben geschilderten Entwicklung ist zwar die Gehäuseform des Hauptstielabschnittes eine weitestgehende Spezialisation, dagegen das Vorhandensein des distalen radiär-symmetrischen Stielteiles bei der neuen Art ein primitiver Zustand. Wir hätten es in dieser Formenreihe also mit einer typischen Spezialisationskreuzung zu tun.

Es sind besonders zwei Punkte, die unseren *Ammonicrinus* von den anderen eingerollten Crinoiden wesentlich unterscheiden: erstens die allgemeine, durch ebengenannte Spezialisationskreuzung gekennzeichnete Formverschiedenheit und zweitens der plötzliche Übergang der Stielform vom primitiven distalen Teil zum mittleren, der im Gegensatz zu den sich allmählich verändernden Gliedern der anderen eingerollten Crinoiden steht.

Bleiben wir im Anschluß an obengenannte Forscher zunächst bei der Annahme einer Schwimmanpassung, so könnte von einer allmählichen Einrollung als Schutzanpassung und einem dann folgenden Übergang zur schwimmenden Lebensweise bei A. doliiformis nicht die Rede sein, vielmehr hätte bei ihm der Entwicklungsgang m. E. notgedrungen folgender sein müssen:

In seiner Jugend wäre unser Crinoid normal festgeheftet gewesen und hätte sich zu einem bestimmten Zeitpunkt seiner ontogenetischen Entwicklung (siehe Übergangsglied) losgelöst, um zur schwimmenden Lebensweise überzugehen. Dieser plötzlichen Funktionsänderung hätte er seine unter dem Kelch neu entstehenden Glieder, von jetzt ab bilateraler Symmetrie, angepaßt, die durch aktiven Gebrauch bei der Schwimmbewegung die wohl ausgebildeten langen Gelenkflächen bekommen hätten. Die phylogenetische Entwicklung wäre entsprechend zu denken.

Diese Auffassung entspräche der früheren (Ehrenberg, 1922 und 1923) für alle eingerollten Crinoiden angenommenen Entwicklung: Erwerbung der Schwimmform durch Loslösung, d. h. der Vorgang einer einfachen funktionsbedingten Formänderung. Was hier für *A. doliiformis* abgeleitet wurde, müßte auch für *A. wanneri*

angenommen werden, da er zur selben Gattung gehört und das Fehlen eines Distalstieles nur als eine Weiterentwicklung dieser Art durch vielleicht frühzeitiges Abstoßen dieses Stielteiles anzusehen wäre.

Somit muß die Gattung *Ammonicrinus* aus der Reihe der anderen eingerollten Crinoiden herausgelassen werden, für die neuerdings, wie eingangs dieses Kapitels dargelegt wurde, ein Funktionswechsel angenommen wird.

Die schwimmende Lebensweise des *A. doliiformis* wäre folgendermaßen zu denken: Der Distalstiel, der für das Tragen eines so robusten Gehäuses völlig unbrauchbar gewesen wäre und nur im Jugendstadium genügte, hätte von dem über dem Boden schwebenden Tiere schräg herunterhängen müssen und so eine gewisse Stabilität gewährleistet, was im Hinblick auf die kugelige Gestalt von Nutzen hätte sein müssen. Außerdem hätte er als Organ für eine zeitweise Verankerung im Ton- und Sandschlamm oder jedenfalls als hemmendes Moment beim Gleiten über den Boden dienen können, eine Funktion, welche hinsichtlich der in der Zeit der Selscheider Schichten sicher vorhandenen Wasserströmungen unbedingt von Wert gewesen wäre. Der zwischen den Riffen des Eifelmeeres lebende *A. wanneri* hätte diese Eigenschaft nicht gebraucht. Das aktive Schwimmvermögen wäre natürlich minimal gewesen. Eine geringe Vorwärtsbewegung könnte man sich bei mehr oder weniger plötzlichem Strecken und Zusammenziehen des Gehäuses durch Rückstoß ähnlich wie bei Ammoniten vorstellen. Eine weitere Bewegungsart wäre die schon von Krause angenommene des Auf- und Absteigens gewesen. Hierbei hätte die bei der Aufrollung der Spirale, also beim Strecken erfolgte allgemeine Volumenvermehrung groß genug sein müssen, da die Zwischenräume der langen Glieder, die natürlich durch eine äußere Haut untereinander verbunden waren, beim Aufklappen vergrößert wurden.

So etwa hätte die Lebensweise des *A. doliiformis* sein müssen, wenn man der bisherigen Anschauung obengenannter Forscher über die Gattung *Ammonicrinus* folgt.

Die Schwimmanpassung erscheint bei äußerlicher Betrachtung zunächst plausibel und ist immerhin denkbar. Die ammonitenähnliche Gehäuseform des Hauptstieles, die der Gattung auch den Namen einbrachte, darf aber für eine kritische Betrachtung nicht allein ausschlaggebend sein. Vielmehr müssen, und das gilt auch z. T. für die anderen eingerollten Formen, folgende Gesichtspunkte berücksichtigt werden:

1. besteht das Crinoid aus schweren und kompakten Gliedstücken und Plättchen, die von Kanälen mit verhältnismäßig geringem Volumen durchzogen werden, ganz im Gegensatz zum Bau eines Ammoniten.

2. Ein im Verhältnis zu seinem Volumen so schwer gebautes Tier hätte sich nur durch kräftige Schwimmbewegungen schwebend erhalten können, was bei einem Crinoidenbau von vornherein ausgeschlossen ist. Aus demselben Grunde ist auch an eine Regulierung des Auftriebs durch Gaseinschlüsse, analog den Gaskammern der Ammoniten, nicht zu denken.

3. Crinoiden, die man wirklich als Schwebe- oder Schwimmformen kennt, oder von denen man dies mit Recht annimmt, haben sehr dünne Kelchplättchen und außerordentlich lange und meist feine Arme und Pinnulae.

4. Der Distalstiel des *Ammonicrinus doliiformis* n. sp. deutet trotz der oben angeführten für die Schwebeanpassung vorteilhaften denkbaren Eigenschaften eher auf ein Bodenleben.

Aus diesen Gründen erscheint mir die Annahme der Schwimmanpassung unwahrscheinlich, und ich möchte sogar so weit gehen, zu behaupten, daß das kompakte Gehäuse eines *Ammonicrinus* eher ein Bodentier als die extremste Schwimmform der eingerollten Crinoiden vermuten läßt.

II. Über das mutmaßliche Bodenleben

Kommen wir so zu dem Ergebnis, daß die Anpassung an das Schwimmen für unseren *Ammonicrinus* unwahrscheinlich ist, so bleibt nur die Möglichkeit der Annahme einer besonderen Bodenanpassung zu erörtern.

Die Beschreibung des Distalstiels, der zum Tragen eines schweren Gehäuses völlig ungeeignet war, zeigt, daß dieser keinem gewöhnlichen Crinoidenstiel gleichzustellen ist. Die Glieder sind lang und hohl, und ihre Verbindung ist locker. Die Aufgabe dieses Stiels konnte also bei Annahme des Bodenlebens nur darin bestehen, das Crinoid am Boden zu verankern. Wie diese Anheftung beschaffen war, ob fest, mit Hilfe einer richtigen Wurzel, oder lose, durch Versenkung im Bodengrund, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen. Ich möchte hier auf eine Beobachtung eingehen, die allerdings auf Täuschung beruhen kann.

Wie Taf. 18, Fig. 8 zeigt, sitzt der distale Stielteil mit seinem untersten Glied auf einem Brachiopoden *(Strophеodonta interstrialis)* auf. Die Tatsache einer undeutlichen geringen Lappung des aufsitzenden Gliedes kann zwar mit einem Zerdrücken und einer zufälligen Lagegebung beim Einbetten zusammenhängen. Man könnte aber auch geneigt sein, diese Erscheinung einer Festheftung an der Schale zuzuschreiben. Vorausgesetzt, dieses wäre Tatsache, so hätten wir den ersten Fall des Nachweises einer Wurzelbildung bei eingerollten Crinoiden!

Mit Hilfe dieser Beobachtungen läßt sich also die Vermutung rechtfertigen, daß unser *Ammonicrinus* zeitlebens irgendwie verankert und seine Lebenslage etwa parallel zum Boden war. In diesem Zusammenhange möchte ich auf den *Synchirocrinus* hinweisen, der nach Jaekel höchstwahrscheinlich mittels Wurzel und liegendem Stiel am Boden befestigt war. Der Kelch ist zu einer Liegefläche umgebaut und der eine Arm als Schutzorgan riesig ausgebildet, so daß er die übrigen Arme und die Kelchdecke zu überdecken vermochte. Dieser infolge seiner Ernährungsweise an die Wasserströmung angepaßte Crinoidentypus hat sich vom Silur bis zum Karbon gehalten. Es liegt daher nichts näher, als bei *Ammonicrinus doliiformis* n. sp. an eine Konvergenzerscheinung zu genanntem Crinoid zu glauben, wo die breite Stielspirale gleichzeitig als Liegebasis und als Schutzorgan für den Kelch gedient hätte. Dabei ist aber folgendes zu berücksichtigen:

1. Die Glieder der Spirale sind vom ersten bis zum letzten, abgesehen von der Größe, auch in der Skulptur völlig gleichmäßig ausgebildet. Wenn für *Ammonicrinus* ein Liegen auf dem Boden in Frage gekommen wäre, so hätten sich die Anfangsglieder der Spirale zu einer Liegefläche umbilden müssen. Zumindest wäre eine durch dauerndes Liegen erzeugte geringe Formänderung der betreffenden Glieder anzunehmen, denn da im allgemeinen nur unter dem Kelch der Crinoiden sich Stielglieder neu bilden, hätten immer dieselben Glieder als Liegefläche dienen müssen.

2. Der Distalstiel gleicht weniger einer stabilen Ankerkette, als vielmehr einem Schlauch, der mit seinem verhältnismäßig großen Hohlraum eher ein Schweben parallel zum Boden oder jedenfalls ein nur lockeres Berühren des Bodens vermuten läßt als ein festes Aufliegen.

3. Die, wie ich später zeigen werde, auch in der Gattung *Ammonicrinus* wie bei allen eingerollten Crinoiden nachweisbare Tendenz zum Freiwerden, würde der Anpassung an das Festliegen auf dem Boden entgegenstehen.

Aus diesen Gründen ist *Ammonicrinus doliiformis* n. sp. nicht als ein dem *Synchirocrinus* konvergenter, sondern nur entfernt ähnlicher Fall anzusehen, und seine Lebensweise ist folgendermaßen zu denken (siehe Abb. 5):

Der im Boden oder auf einem Gegenstand festgeheftete, sehr leichte hohle Distalstiel und eine starke (gleichgerichtete) Wasserströmung bewirkten, daß das Gehäuse dicht über dem Boden schwebte und pendelte, wobei nicht ausgeschlossen ist, daß es diesen mitunter auch berührte. Die breite, in ihrem Anfangsteil schaufelähnlich wirkende Spirale, die entgegen der Strömung eingerollt war, hing sozusagen in dieser wie ein Drachen im Wind. Daß unser *Ammonicrinus* seine Stielspirale wider den Strom richtete, darf im Hinblick auf die vielen rezenten und fossilen Beispiele bei ähnlicher Lebensführung als selbstverständlich angesehen werden, denn eine wirksame und für Crinoiden lebensnotwendige Frischwasserzuführung war so am besten gewährleistet.

Wahrscheinlich wurden nur die Arme aus der Spirale, die normalerweise wohl leicht aufgerollt getragen wurde, herausgestreckt. Bei schwacher Strömung wird sie weit geöffnet, bei starker jedoch und bei Gefahr eng geschlossen gewesen sein. Wie Ehrenberg (1923) bei *Herpetocrinus* wahrscheinlich gemacht hat, wird die Streckung durch eine aktive Kontraktion der im ganzen mehr an der konvexen Seite der Glieder liegenden Muskeln und eine Zusammenziehung der Spirale durch Erschlaffung der Muskeln sowie durch Wirkung der Ligamente bewerkstelligt. Diesen Vorgang kann man wohl auch auf Ammonicrinus übertragen, denn fast alle Funde zeigen mit wenig Ausnahmen eine feste Einrollung im Sediment, was einer völligen Aufhebung der Muskelwirkung beim Tode entsprechen würde.

Nach dieser Auffassung der Lebensweise von *Ammonicrinus doliiformis* n. sp. wäre seine phylo- und ontogenetische Entwicklung etwa so verlaufen, daß nach einem mehr oder weniger aufgerichteten Vorfahren- bzw. Jugendstadium bei gewisser Höhe eine relativ plötzliche (siehe Übergangsglied) Umbiegung und eine Anpassung an die Strömung erfolgte, wonach eine sekundäre Veränderung der distalen Glieder durch veränderte Funktion eintrat.

III. *Ammonicrinus wanneri* als Endform des Entwicklungsganges der Gattung

Im Anschluß an die zuletzt geschilderte, m. E. am plausibelsten erscheinende Lebensanpassung des *A. doliiformis* n. sp. möchte ich die Auffassung vertreten, daß *A. wanneri* als jüngere Art eine Weiterentwicklung der ersteren ist. Der Distalstiel wurde im Laufe der Zeit abgestoßen, um eine freiere Beweglichkeit zu erreichen, womit auch die schmaler gewordene Form zusammenhängen mag. Die Ortsveränderung könnte durch ruckweises Schlagen, also Strecken des Endstummels der Spirale erfolgt sein, ähnlich

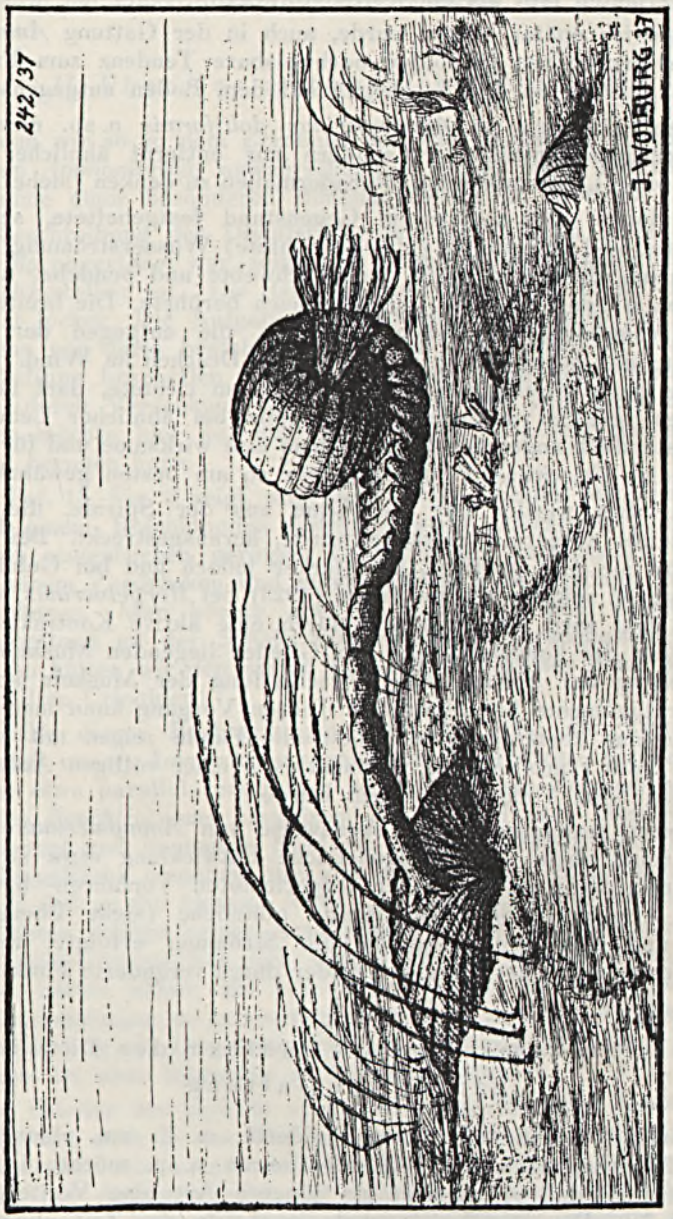


Abb. 5.
Rekonstruktion des Lebensbildes von *Ammonicrinus doliiformis* n. sp.

wie eine Muschel (z. B. Cardium) sich mit Hilfe ihres Fußes vom Ort wegdrücken kann. Das Fehlen einer bestimmten Liegefläche für die Ruhelage scheint mir nicht gegen dieses Bodenleben zu sprechen, da das Tier infolge seiner Gestalt sich allseitig setzen konnte.

So hätte also die Gattung *Ammonicrinus* bei ursprünglicher Strömungs- und Schutzanpassung nach Freiwerden einen Funktionswechsel durchgemacht. In diesem Sinne stimmt die Auffassung also mit der der obengenannten Forscher überein, was die Tendenz des Freiwerdens anbelangt, aber mit dem Unterschied, daß die Endform *(A. wanneri)* als freibewegliches Bodentier und nicht als die extremste Schwimmform der eingerollten Crinoiden angenommen wird.

Zusammenfassung

Im vorstehenden wurde eine neue *Ammonicrinus*-Art beschrieben. Dadurch ist auch die Kenntnis der Gattung, die bisher sehr mangelhaft war, in wichtigen Punkten bereichert worden. Von den Möglichkeiten des Entwicklungsganges dieser Art wurde zunächst die Schwimmanpassung erörtert und als unwahrscheinlich angesehen, dann die besondere Anpassung an das Bodenleben und die Lebensweise als verankertes Bodentier wahrscheinlich gemacht. *Ammonicrinus wanneri* wurde als Endform der vom sessilen zum vagilen Benthos strebenden Gattung hingestellt.

Schriften

Dacqué, E.: Vergleichende biologische Formenkunde der fossilen niederen Tiere. — Berlin 1921.

Ehrenberg, K.: Über eingerollte Pelmatozoenstiele und ihre Beziehungen zur Sessilität. — Acta Zoologica III. Stockholm 1922.

— : Bau und Lebensweise von *Herpetocrinus*. — Pal. Z., 5, S. 182—208. Berlin 1923.

— : Die „Nebenformen" der Crinoiden, ihre stammesgeschichtliche Entwicklung und Bedeutung. — Palaeobiologica, 3. Wien 1930.

Jaekel, O.: Phylogenie und System der Pelmatozoen. — Pal. Z., 3. Berlin 1921.

Krause, P. G.: Über *Ammonicrinus* aus dem Mitteldevon der Eifel. — Z. deutsch. geol. Ges., 79, S. 448—456. Berlin 1927.

Springer, F.: Unusual forms of fossil Crinoids. — Proc. U. St. Nat. Mus., 67, Art. 9. Washington 1926.

Urschrift eingegangen am 13. Mai 1937
Druckauftrag erteilt am 9. Oktober 1937

Zwei neue, bemerkenswerte Goniatiten-Gattungen des rheinischen Oberdevons

Von Otto H. Schindewolf, Berlin

Hierzu Tafel 19 und 7 Abbildungen

I. Einleitendes

Vor einer Reihe von Jahren sammelte Herr W. Paeckelmann am Nordausgang des Dorfes Nehden (Bl. Alme, östl. Sauerland) in den nach dieser Ortschaft benannten Nehdener Schiefern (= *Cheiloceras*-Stufe, Oberdevon II α) sieben Exemplare eines extrem weitgenabelten Cephalopoden, die er mir zur Bearbeitung übergab. Dieser Fund war außerordentlich überraschend, da bisher nichts auch nur entfernt Ähnliches aus der Nehdener Fauna vorliegt. Es ist dabei zu berücksichtigen, daß diese Fauna wegen der glänzenden Schwefelkieserhaltung der Cephalopoden schon frühzeitig die Aufmerksamkeit der Sammler auf sich gezogen hat und durch die Untersuchungen der Gebr. Sandberger, Kayser's, Frech's und Wedekind's im großen und ganzen als erschöpfend bekannt gelten konnte. Sie besteht fast ausschließlich aus Vertretern der Gattung *Cheiloceras,* die in großem Arten- und Individuenreichtum auftritt. Die von Paeckelmann gefundenen Stücke gehören jedoch, wie auf den ersten Blick zu erkennen ist, dieser Gattung nicht an. Ihre Gehäusegestalt läßt vielmehr zunächst an niedere Clymenien denken. Eine Präparation der Lobenlinie und der Septalfläche lehrte aber, daß es sich um Goniatiten handelt, und zwar um Vertreter einer interessanten neuen Gattung, der eine gewisse stammesgeschichtliche Bedeutung zukommt.

Ich legte diese Stücke seinerzeit beiseite, um sie im Rahmen einer Gesamtdarstellung der devonischen Cephalopoden Deutschlands zu beschreiben, für die ich seit Jahren durch planmäßige Aufsammlungen im Gelände eine breite Grundlage zu schaffen suche. Vor kurzem nun erhielt ich von Herrn L. Clariond, Ingénieur en chef am Bureau de Recherches et de Participations Minières in Rabat und Collaborateur à la carte géologique du Maroc, eine Serie von Cephalopoden aus dem Oberdevon Marokkos, unter denen sich überraschenderweise auch unser Nehdener Goniatit wiederfand. Er entstammt gleichfalls der *Cheiloceras*-Stufe, ist ebenso wie die Nehdener Formen verkiest, nur größer und weit besser erhalten als diese. Es handelt sich danach also um eine weitverbreitete Goniatiten-Gattung, die bisher völlig der Aufmerksamkeit entgangen ist.

Herr Clariond bereitet eine Bearbeitung der marokkanischen Devoncephalopoden vor und bat mich um eine Bestimmung u. a. auch dieser ihm unbekannten Form. Um eine solche zu ermöglichen, lege ich hier eine Be-

schreibung und Benennung der Nehdener Form vor, die auf Grund einer Präparation der Gesamtlobenlinie sicher zu deuten ist. Herr Clariond erteilte mir bereitwilligst die Erlaubnis, dabei auch das mir überlassene marokkanische Stück mitzubenutzen, wofür ich ihm bestens danke.

Im Anschluß an die Bekanntgabe dieser neuen Gattung und Art soll über ein weiteres bisher unbekanntes Genus berichtet werden, dessen Auffindung ebenfalls Herrn Paeckelmann zu verdanken ist. Den Schluß bilden zusammenfassende Erwägungen über die systematische Stellung und phylogenetische Bedeutung der beiden neuen Formengruppen.

II. Morphologische Beschreibung der neuen Gattungen und Arten

Archoceras n. gen.

Genotyp: *Archoceras paeckelmanni* n. sp.

Diagnose: Dünnscheibenförmige, extrem weitgenabelte Goniatiten mit niedrigmündigen, einander nur wenig umfassenden Windungen. Lobenlinie von der Formel ILE; I und E tief, schmalgerundet bzw. spitz, L flach, breitgerundet, dem Nabel genähert. Anwachsstreifen auf den Seiten konkav, mit hohem Marginalvorsprung und mäßig tiefem, gerundetem Außensinus.

Bemerkungen: Der obigen Diagnose ist noch hinzuzufügen, daß es sich um sehr kleinwüchsige Formen handelt, die (wenigstens in der allein vorliegenden Pyritfazies) einen Durchmesser von wenig mehr als 10 mm erreichen und auf diesem Größenstadium bereits ausgewachsen sind. Trotz dieser geringen Größe umfaßt das Gehäuse des Genotyps sechs Umgänge, deren letzter ausschließlich von der Wohnkammer eingenommen wird.

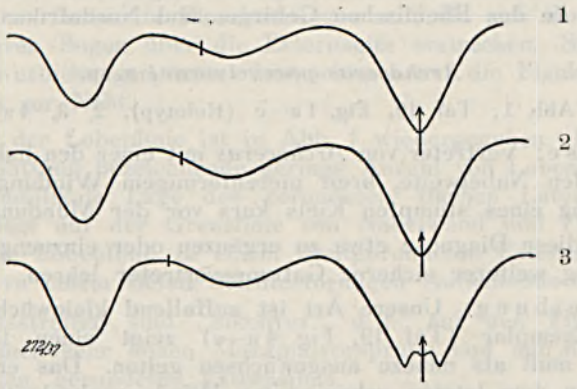


Abb. 1—3

Gegenüberstellung der Lobenlinien von *Archoceras* und *Ponticeras*. — 1 *Archoceras paeckelmanni* n. sp. Nach dem auf Taf. 19, Fig. 1 abgebildeten Holotyp aus dem Oberdevon II α von Nehden. — 2 *Archoceras (?) varicosum* (Drev.). Nach einem Stück aus dem Oberdevon I δ von Bicken im Geol. Landesmus. Berlin. — 3 *Ponticeras* sp. Nach dem auf Taf. 19, Fig. 6 abgebildeten Stück aus dem Oberdevon I (β) γ von Büdesheim.

Die Lobenlinie (Abb. 1 u. 2) ist äußerst niedrig organisiert. Sie enthält lediglich die drei Grundlobenelemente und verkörpert somit die primitivste bei den Ammoneen überhaupt vorkommende Lobenlinie. Formen mit einer derart einfachen Sutur waren bisher aus dem Oberdevon nicht bekannt, wenn man von der eigenartigen nordamerikanischen Gattung *Raymondiceras* Schdwf. und ferner von dem vereinzelten Bruchstück absieht, das ich seinerzeit (1933, S. 98) als *Werneroceras* n. sp. aus den Nehdener Schiefern erwähnt habe. Hinsichtlich dieser Lobenlinie steht *Archoceras* auf einer Stufe mit den niedersten Goniatiten, den Mimagoniatiten, Anarcesten und Agoniatiten des Mitteldevons. Abweichend ist jedoch die auch im Altersstadium vorliegende flachscheibenförmige, extrem weitgenabelte Gehäusegestalt, die lediglich an die Jugendformen jener Gattungen erinnert. Im Alter aber erwerben diese mitteldevonischen Typen einerseits eine hochmündige, andererseits eine enggenabelte, dickscheibenförmige bis kugelige Gehäusegestalt. Sie zeigen außerdem in den Altersstadien durchweg eine laterale Lage des Laterallobus, während dieser bei unserer Gattung subumbilikal in der Nomenklatur R. Wedekind's gelegen ist.

Hervorzuheben sind sodann vor allem deutliche Anklänge an die Jugendstadien tiefoberdevonischer Ponticeraten, die sich sowohl in der Gehäusegestalt (vgl. Taf. 19, Fig. 6) wie in der Lobenlinie (subumbilikale Lage des Laterallobus, Abb. 3) und Skulptur ausdrücken. *Ponticeras* besitzt jedoch, und zwar bereits auf wesentlich kleineren Gehäusestadien als denen unserer ausgewachsenen Form, einen Mediansattel und ist dadurch höher differenziert. Eine bisher zu *Ponticeras* gestellte Form des unteren Oberdevons wird möglicherweise einen weiteren Vertreter dieser Gattung darstellen. Darüber sind im Schlußabschnitt nähere Angaben gemacht.

Vorkommen: Mit Sicherheit bisher lediglich aus der oberdevonischen *Cheiloceras*-Stufe des Rheinischen Gebirges und Nordafrikas bekannt.

Archoceras paeckelmanni n. sp.

Abb. 1; Taf. 19, Fig. 1 a—c (Holotyp), 2, 3, 4 a—c

Diagnose: Vertreter von *Archoceras* mit einer den halben Durchmesser überschreitenden Nabelweite, breit nierenförmigem Windungsquerschnitt und mit Ausbildung eines stumpfen Kiels kurz vor der Mündung.

Wieweit diese Diagnose etwa zu ergänzen oder einzuengen ist, kann erst die Auffindung weiterer sicherer Gattungsvertreter lehren.

Beschreibung: Unsere Art ist auffallend kleinwüchsig. Das größte vorliegende Exemplar (Taf. 19, Fig. 4 a—c) zeigt einen Durchmesser von 12,8 mm und muß als nahezu ausgewachsen gelten. Das ergibt sich einmal daraus, daß in dem letzten gekammerten Windungsabschnitt die Lobenlinien sehr dicht zusammengedrängt sind: Unmittelbar vor der Wohnkammer entfallen auf ein Windungsstück von 2 mm Länge sechs Septen, während davor durchschnittlich nur drei Lobenlinien in dem gleichen Raume entwickelt sind. Die Nähe der endgültigen Mündung am Ende des letzten, von der Wohnkammer gebildeten Umganges wird weiterhin dadurch angezeigt, daß kurz davor die Windungsform eine bezeichnende Umgestaltung erfährt. Eine jederseits auf den Flanken schräg nach hinten außen gerichtete, schwach S-förmig gebogene Furche gliedert auf den Seiten leicht wulstförmige Backen ab,

an die sich nach der Externseite zu je eine flache, breite Marginalfurche und alsdann ein stumpfer, breiter Mediankiel anschließt. Hinter der S-Furche sind die Windungen gerundet und ungekielt; ihre plötzliche Umformung kurz vor dem Ende des Stückes steht zweifellos in unmittelbarem Zusammenhang mit der letzten Mündung.

Auf dem angegebenen Größenstadium sind bei diesem Stücke sechs Umgänge entwickelt. Die übrigen Maße gestalten sich folgendermaßen: Nabelweite (im folgenden abgekürzt Nw.) 6,7 mm, Windungshöhe (Wh.) 3,2 mm und Windungsdicke (Wd.) 4,1 mm. Bei 10,2 mm Dm. wurden gemessen: Nw. 5,6 mm, Wh. 2,5 mm, Wd. 3,5 mm. Es ist wahrscheinlich, daß die Art in der Kalkfazies, sofern sie in dieser überhaupt vorkommt, einen etwas größeren Durchmesser erreichen wird. Sicherlich wird sie aber auch dann immer noch zu den kleinwüchsigen Goniatiten zählen.

Das Gehäuse ist flachscheibenförmig, sehr weitgenabelt und zeigt in seiner äußeren Gestalt größere Ähnlichkeit mit einer Clymenie als mit einem Goniatiten. Die Nabelweite beträgt bei kleinen Stücken durchschnittlich 0,6 des Durchmessers, im Alter etwas weniger. Die Windungen sind in der Jugend doppelt so dick wie hoch, von breit trapezoidischem Querschnitt. Sie umfassen einander kaum, sondern legen sich einfach mit breiter Fläche aufeinander. Im Alter werden die Windungen höher; die Windungsbreite übertrifft jedoch stets die Windungshöhe. Es setzt hier ferner ein etwas stärkeres Umfassen der Umgänge ein; dementsprechend ist eine flache konkave Zone entwickelt; der Windungsquerschnitt nimmt breit nierenförmige Gestalt an. Die Nabelwand ist gewölbt, auf der Wohnkammer steil abfallend und in kontinuierlicher Rundung mit den Flanken verbunden, die Externseite breitgerundet. Auf die Umgestaltung des Windungsquerschnittes kurz vor der Mündung wurde oben bereits hingewiesen. In weiten Abständen treten auf dem Steinkern vereinzelte Einschnürungen auf, die sich in einem breiten, nach vorn konkaven Bogen über die Externseite erstrecken. Sie entsprechen offenbar Schalenverdickungen, treten nur schwach auf die Flanken hinauf und reichen nicht bis zur Naht.

Der Verlauf der Lobenlinie ist in Abb. 1 wiedergegeben. Bemerkenswert ist die für die Gattung bezeichnende geringe Anzahl von Lobenelementen und ferner die subumbilikale Lage des gerundeten, flachen Laterallobus. Sein tiefster Punkt liegt auf der Grenzlinie von Nabelwand und Flanke; von da ab wölbt sich die Lobenlinie zu einem breitgerundeten Externsattel vor und springt alsdann zu einem tiefen, trichterförmigen Außenlobus zurück.

Die Anwachsstreifen sind „bikonvex", d. h. auf den Flanken konkav, bilden sodann einen sehr hohen Marginalvorsprung und auf der Außenseite einen mäßig tiefen, gerundeten Externsinus.

Als Holotyp wählen wir das auf Taf. 19, Fig. 1 a—c in Teilstücken abgebildete Exemplar von Nehden aus, weil bei diesem die Gesamtlobenlinie und die externe Lage des Siphos (Taf. 19, Fig. 1 b) sichtbar ist. Die Maße dieses Stückes betragen: Dm. 8 mm, Nw. 5 mm; bei 6,8 mm Dm. ist die Wh. 2,2 mm, die Wd. 3,2 mm. Das erheblich besser erhaltene und ausgewachsene marokkanische Exemplar (Taf. 19, Fig. 4 a—c) zeigt keine durchgreifenden Unterschiede gegenüber der Nehdener Form und ist daher artlich mit ihr zu vereinigen.

Vorkommen: Der Holotyp und die übrigen deutschen Stücke stammen vom Nordausgang des Dorfes Nehden und wurden dort von W. Paeckelmann zusammen mit einem *Cheiloceras* aus der Gruppe des *Ch. globosum* (Mstr.) und anderen, unbestimmbaren *Cheiloceras*-Resten gesammelt. Wenige Meter davon entfernt fanden sich in der streichenden Fortsetzung der Schiefer: *Cheiloceras subpartitum* (Mstr.), *Ch. verneuili* (Mstr.), *Ch. circumflexum* (Sdbg.), *Ch. acutum* (Sdbg.), *Ch. amblylobus* (Sdbg.), *Ch. sacculus* (Sdbg.), *Ch. curvispina* (Sdbg.), *Ch. globosum* (Mstr.), also die typische Fauna der Nehdener Schiefer (Zone II α).

Clymenoceras n. gen.

Genotyp: *Clymenoceras insolitum* n. sp.

Diagnose: Scheibenförmige, weitgenabelte Goniatiten mit breiten, niedrigmündigen, einander verhältnismäßig wenig umfassenden Windungen. Lobenlinie von der Formel U_I (U_{II}) L E. Die Stelle des Internlobus wird von einem breiten, hoch herausgewölbten Internsattel eingenommen; U_I flach, breit, innen gelegen; L breit glockenförmig, auf der Mitte der Flanken liegend; E schmal glockenförmig. Zwischen U_I und L befindet sich neben der Naht eine flachbogige Einsenkung, die einem orimentären zweiten Umbilikallobus entspricht, aber die Bezeichnung Lobus noch kaum verdient. Anwachsstreifen sehr fein, auf den Flanken nahezu geradlinig, auf der Externseite einen gerundeten Außensinus bildend.

Bemerkungen: Für die vorliegende Gattung gilt das gleiche wie für die vorhergehende, daß sie nämlich durch ihr weitgenabeltes Gehäuse und die langsam an Höhe zunehmenden röhrenförmigen Windungen eher einer Clymenie als einem Goniatiten ähnelt. Von dem soeben besprochenen *Archoceras* unterscheidet sie sich durch ein etwas dickeres und nicht ganz so weitgenabeltes Gehäuse, sodann aber vor allem durch die auffallende Entwicklung eines Internsattels, durch die im übrigen höher differenzierte Lobenlinie und durch die auf den Flanken gerade verlaufenden Anwachsstreifen. Es kommt ferner hinzu, daß *Clymenoceras* größere Dimensionen erreicht als *Archoceras*.

Sonst gibt es nur noch einen einzigen Goniatitentypus, der für einen näheren Vergleich in Betracht kommt. Es ist das die Gattung *Cycloclymenia* Gümbel vel Hyatt (= *Phenacoceras* Frech = *Balvites* Wdkd.), die sowohl in der Gehäusegestalt (vgl. Taf. 19, Fig. 10 u. 11) wie im Verlauf und Charakter der geradlinigen, dicht gedrängten Anwachsstreifen mit unserer Gattung übereinstimmt. Auch die äußere Lobenlinie des neuen Genus (Abb. 5) ist derart, daß sie unschwer mit der von *Cycloclymenia* (Abb. 6) in Beziehung gebracht werden kann. Durchgreifend verschieden ist jedoch die innere Lobenlinie: Während *Clymenoceras* einen breiten, ungeteilten Internsattel besitzt, ist bei *Cycloclymenia* ein schmaler, tiefer Internlobus entwickelt. Bestände dieser Unterschied nicht, würde man keinen Augenblick im Zweifel sein, daß *Clymenoceras* einen Vorläufer von *Cycloclymenia* bildet, wofür auch die relativen Altersverhältnisse sprechen würden; ja, man könnte alsdann unsere Art wahrscheinlich selbst als einen niedrig differenzierten Vertreter der Gattung *Cycloclymenia* auffassen.

Die durchgreifend verschiedene Gestaltung der inneren Lobenlinie macht jedoch eine Vereinigung mit *Cycloclymenia* unmöglich; sie schließt indessen

m. E. die Annahme eines gewissen stammesgeschichtlichen Zusammenhanges der beiden Gattungen nicht aus. Darüber ist in unserem Schlußabschnitt noch einiges zu sagen. Der gewählte Name *Clymenoceras* soll daher nicht allein auf die Clymenien-Ähnlichkeit, also auf die für einen Goniatiten ungewöhnliche Gehäusegestalt, sondern andererseits auch auf die wahrscheinlichen verwandtschaftlichen Beziehungen zu *Cycloclymenia* hinweisen.

Vorkommen: *Prolobites-Platyclymenia*-Stufe (Oberdevon III), einstweilen nur des Enkeberges (Bl. Madfeld, östl. Sauerland).

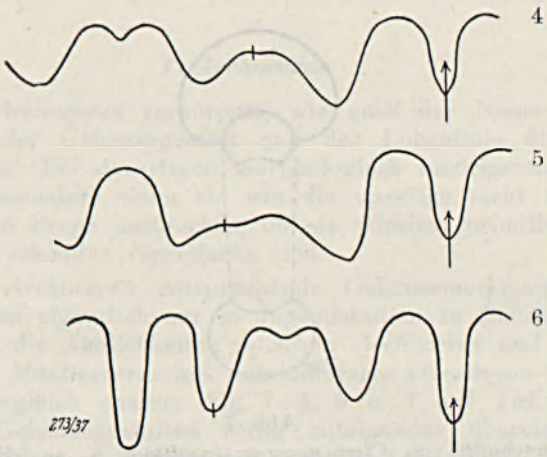


Abb. 4—6

Gegenüberstellung der Lobenlinien von *Prolobites*, *Clymenoceras* und *Cycloclymenia*. — 4 *Prolobites delphinus* (Sdbg.). Nach Stücken aus dem Oberdevon III β vom Enkeberg im Geol. Landesmus. Berlin. — 5 *Clymenoceras insolitum* n. sp. Nach dem auf Taf. 19, Fig. 9 abgebildeten Holotyp aus dem Oberdevon III β vom Enkeberg. — 6 *Cycloclymenia clymenioides* (Schdwf.). Nach Schindewolf, 1923, Abb. 16 b.

Clymenoceras insolitum n. sp.

Abb. 5, 7; Taf. 19, Fig. 9 (Holotyp)

Diagnose: Vertreter von *Clymenoceras* mit einer nicht ganz den Wert des halben Durchmessers erreichenden Nabelweite und gerundeten, einander in der Jugend wenig, im Alter stärker umfassenden Windungen, die breiter als hoch sind. Internsattel hoch und breit; U_I flach, breit, gerundet, mit niedrigem ventralen Schenkel; L tief; breit glockenförmig, schräg gestellt, mit schmal gerundeter Spitze; E tief, schmal glockenförmig.

Da die Gattung einstweilen nur durch diese eine Art und diese wiederum durch ein einziges Individuum verkörpert ist, kann die vorstehende Diagnose nicht als endgültig gelten. Die Begründung einer neuen Art und Gattung ist indessen gerechtfertigt, da das zugrunde liegende Stück sehr ausgesprochene Merkmale und ferner eine gewisse phylogenetische Bedeutung besitzt.

Beschreibung: Das vorliegende Exemplar, das bis ans Ende gekammert, also unausgewachsen ist, zeigt folgende Maße: Dm. 16,2 mm, Nw. 7 mm, Wh. 5,6 mm, Wd. 7 mm. Bei 14 mm Dm. sind zu messen: Nw. 6,8 mm, Wh. 4,8 mm, Wd. 5,8 mm. Das Gehäuse ist scheibenförmig, weitgenabelt, mit langsam an Höhe zunehmenden Windungen, die in der Jugend einander nur sehr wenig, im Alter stärker, bis zu zwei Dritteln umhüllen. Die Nabelweite nimmt dementsprechend im Alter relativ ab. Die Windungen sind breiter als hoch, von gerundetem, nierenförmigem Querschnitt, mit breiter, gegen die Flanken nicht abgesetzter Externseite (Abb. 7).



Abb. 7
Gehäusequerschnitt von *Clymenoceras insolitum* n. sp., des Holotyps. Stadium: 1/4 Umgang vor dem Bruchrande des Stückes. 3×.

Die Lobenlinie ist in Abb. 5 wiedergegeben und bereits in der Diagnose kurz gewürdigt. Besonders bemerkenswert ist der hohe, breite Internsattel, der breit glockenförmige, plumpe Laterallobus, dessen Achse schräg geneigt ist, der hoch ansteigende, breite Externsattel und der schmale, tiefe Externlobus, der nicht so weit herabreicht wie der Laterallobus. Bei starkem Abschaben öffnete sich der Außenlobus an seiner Basis, d. h. die Siphonalduten wurden freigelegt; ein Beweis, daß es sich um einen Goniatiten mit extern gelegenem Sipho handelt.

Die Anwachsstreifen sind äußerst fein und zahlreich; auf 1 mm entfallen 25 Stück und mehr. Sie zeigen auf den Flanken geradlinigen Verlauf und bilden auf der Externseite einen gerundeten Sinus. Sekundäre Skulpturen sind nicht entwickelt.

Vorkommen: Das einzige Stück fand sich in der β-Zone der *Prolobites-Platyclymenia*-Stufe des Enkeberges (Schicht 8 eines von W. Paeckelmann 1925 angesetzten Schurfes) zusammen mit *Prolobites delphinus* (Sdbg.), *Prionoceras frechi* (Wdkd.), *Sporadoceras discoidale* Wdkd., *Sp. münsteri* (v. B.), *Praeglyphioceras pseudosphaericum* (Frech), *Cyrtoclymenia frechi* (Tok.), *Platyclymenia (Platyclymenia) pompeckji* (Wdkd.), *Rectoclymenia roemeri* Wdkd. u. a. bezeichnenden Cephalopoden dieses Horizontes.

III. Systematische und phylogenetische Stellung der neuen Gattungen

Es wurde bereits betont, daß die beiden hier beschriebenen Gattungen weit aus dem Rahmen der bisher bekannten oberdevonischen Goniatiten herausfallen. Dementsprechend bereitet die Beurteilung ihrer verwandtschaftlichen Beziehungen und die Bestimmung ihrer systematischen Zugehörigkeit einige Schwierigkeiten. Es können darüber einstweilen lediglich mehr oder weniger hypothetische Vorstellungen geäußert werden, und daher halten wir die nachfolgenden Erörterungen von den seither mitgeteilten gesicherten Beobachtungsbefunden abgesondert.

1. Archoceras

Die Gattung *Archoceras* verkörpert, wie auch der Name besagen soll, einen hinsichtlich der Gehäusegestalt und der Lobenlinie überaus einfach organisierten Typus. Bei derartigen morphologisch niedrigstehenden Formen muß aber stets, besonders wenn sie wie die unserige nicht stratigraphisch relativ alt sind, die Frage auftauchen, ob sie wirklich primitiv, d. h. primär einfach, oder aber sekundär vereinfacht sind.

Der Gattung *Archoceras* entsprechende Gehäusemerkmale sind sonst unter den Goniatiten eigentlich nur in Jugendstadien zu finden. Verblüffend beispielsweise sind die Ähnlichkeiten zwischen *Archoceras* und Jugendformen von *Ponticeras* und *Manticoceras* aus dem untersten Oberdevon (*Manticoceras*-Stufe, I). Ein Vergleich unserer Fig. 1—4, 6 u. 7 auf Taf. 19 zeigt, daß die betreffenden Gehäusegestalten völlig miteinander übereinstimmen, und ein Blick auf die Abb. 1 u. 3 lehrt, daß auch die Lobenlinien von *Archoceras* und *Ponticeras* in der Elementzahl, der subumbilikalen Lage des flachgerundeten Laterallobus und der bedeutenden Tiefe des Externlobus einander weitgehend gleichen. Der einzige Unterschied besteht darin, daß bei *Ponticeras* auf frühjugendlichen Wachstumsstadien, bei erheblich geringerer Größe als der unseres ausgewachsenen *Archoceras paeckelmanni,* der Außenlobus durch einen Mediansattel geteilt ist. Das gleiche gilt für *Manticoceras,* bei dem außerdem noch ein innerer Umbilikallobus hinzukommt. *Ponticeras* und *Manticoceras* sind also in ihren Jugendgehäusen bereits höher differenziert als *Archoceras,* ganz abgesehen von den Umformungen, die ihre Gehäuse weiterhin im Alter erfahren.

Unter diesen Umständen könnte etwa daran gedacht werden, *Archoceras* als einen neotenischen Typus zu deuten, als einen Abkömmling von *Ponticeras,* der zeitlebens auf einer frühjugendlichen Entwicklungsstufe jener Gattung vor der Herausbildung des Mediansattels stehengeblieben wäre. Als Stammform von *Ponticeras* kommt *Archoceras* jedenfalls zunächst wegen seines geologisch jüngeren Alters nicht in Betracht, so gut auch die morphologischen Verhältnisse zu einer derartigen Deutung passen würden.

Nun aber sprechen gewisse Anzeichen dafür, daß die Gattung *Archoceras* auch bereits in der *Manticoceras*-Stufe vertreten ist. Soweit ich einstweilen sehe, muß eine Art hierher gerechnet werden, die F. Drevermann (1901, S. 140, Taf. 14, Fig. 10) als *Euomphalus varicosus,* R. Wedekind (1913, S. 69, Taf. 6, Fig. 6) als *Gephyroceras bickense* und später (1917, S. 124, Taf. 22, Fig. 6) als *Manticoceras bickense* beschrieben hat. An der

Identität der von Drevermann als Gastropoden und der von Wedekind als Goniatiten aufgefaßten Formen kann nach meinem Vergleich der Originale kein Zweifel bestehen, so daß der ältere Artname *varicosus* anzuwenden ist. Ein geringfügiger gradueller Unterschied besteht lediglich darin, daß bei dem Original Wedekind's die Wülste auf den Windungen und die davor gelegenen Einschnürungen schwächer ausgebildet sind als bei dem Typus Drevermann's und bei der Mehrzahl der sonst vorliegenden Stücke. Vorhanden sind sie jedoch auch hier, wenn sie auch von Wedekind nicht angegeben wurden.

Die Lobenlinie war bisher nicht bekannt, konnte von mir aber freigelegt werden. Wedekind war also mit seiner Deutung als Goniatit im Recht. Auch Drevermann gab bereits „unregelmäßige Septen im Inneren" an. Deren Unregelmäßigkeit rührt daher, daß bei den Formen des typischen Fundpunktes Bicken die Gehäuse fast durchweg mit grobkristallinem Kalkspat ausgefüllt und infolgedessen die Septen großenteils zerstört sind. An je einem Stücke von Bicken und von Schleiz gelang es jedoch, die Lobenlinie herauszupräparieren. Sie zeigt den in Abb. 2 wiedergegebenen Verlauf. Wie ein Vergleich mit Abb. 1 lehrt, stimmt sie mit der von *Archoceras paeckelmanni* weitgehend überein. Der Externlobus ist tief, trichterförmig und nicht durch einen Mediansattel geteilt. Dieses Stadium der Lobenlinie wurde bei etwa 7 mm Dm. am Ende des 5. und zu Beginn des 6. Umganges beobachtet. *Ponticeras* und *Manticoceras* zeigen demgegenüber bereits auf dem 3. Umgange bei 2—3 mm Dm. die Anlage eines Mediansattels.

Ein Beweis, daß *varicosus* auch in späteren Lobenlinien keinen Mediansattel herausbildet, ist damit natürlich noch nicht erbracht. Es könnte sich um eine spätreife Form von *Ponticeras* handeln, bei der er etwa erst auf größeren Wachstumsstadien in Erscheinung träte. Das ist jedoch wenig wahrscheinlich; denn auch *varicosus* ist eine sehr kleinwüchsige Form. Die größten vorliegenden Stücke zeigen einen Durchmesser von 17 mm und umfassen $6\frac{1}{2}$—7 Umgänge. Bei allen diesen größeren Stücken gliedert sich kurz vor dem Mündungsbruchrande, ganz wie bei *Archoceras paeckelmanni*, auf der Externseite ein von zwei flachen Furchen begrenzter Mediankiel ab, der auch hier die Nähe der letzten Mündung anzeigen wird. Wenn wir für diese Form gleichfalls einen Umgang als Wohnkammer ansetzen, dann bleibt nicht mehr viel Raum für die Entwicklung eines Mediansattels (Taf. 19, Fig. 5).

Immerhin würde vielleicht *varicosus* allein nicht ausreichen, um eine neue Gattung mit den Charakteren unseres *Archoceras* zu begründen. Da wir aber in *paeckelmanni* ausgewachsene Altersformen ohne Mediansattel vor uns haben und *varicosus* in jeder feststellbaren Hinsicht damit übereinstimmt, spricht einstweilen alle Wahrscheinlichkeit dafür, daß er ein Vertreter der gleichen Gattung ist. Rein formal kann er vorläufig jedenfalls gar nicht anders bestimmt werden denn als *Archoceras (?) varicosum* (Drev.).

Diese Art ist nach H. Matern (1931, S. 69) in den Zonen I (β) γ — I δ verbreitet, rückt damit also schon näher an das erste Auftreten von *Ponticeras* heran. Damit wächst die Möglichkeit, *Archoceras* als die Wurzel von *Ponticeras* und allgemein der Manticoceratidae aufzufassen. Diese Gruppe kann einstweilen nirgends befriedigend angeschlossen werden. Morphologisch bietet *Archoceras* in jeder Hinsicht, Gehäusegestalt, Lobenlinie und Skulptur, einen geradezu idealen Anknüpfungspunkt. Es kommt weiter hinzu, daß auch als Ausgangsform der Clymenien ein Typus vorauszusetzen ist, der die

Eigenschaften von *Archoceras* besitzt. Eingangs wurde bereits bemerkt, daß man ohne Kenntnis der Sipholage *A. paeckelmanni* unbedingt für eine Clymenie halten würde.

Archoceras entspricht somit vollkommen dem Bilde, das wir uns hypothetisch von der Wurzel sowohl der Manticoceratidae wie auch der Unterordnung Clymenacea formen müssen. Da wir keine Gründe haben, hier lediglich an Konvergenz zu denken, und da ferner auch die zeitlichen Verhältnisse des Vorkommens damit einigermaßen — hinsichtlich der Clymenien sogar vollkommen — im Einklang stehen, betrachte ich *Archoceras* als diese gesuchte Wurzelform selbst. Ich neige mithin zu der Auffassung, daß die hier beschriebenen Arten relativ junge Vertreter einer altertümlichen, vielleicht bis in das untere Mitteldevon zurückreichenden Gattung sind, die einen langandauernden Konservativstamm und eine wichtige Wurzelgruppe verschiedener oberdevonischer Ammoneen-Geschlechter darstellt.

Über die zweckmäßige systematische Einreihung der Gattung *Archoceras* kann man wegen ihres einfachen, indifferenten Gepräges verschiedener Meinung sein, wie es bei allen derartigen Wurzelformen divergierender Entwicklungsrichtungen der Fall ist. Auf die Familie Manticoceratidae würde u. a. die subumbilikale Lage des Laterallobus hinweisen. Diese Familie ist indessen durch den Besitz eines Mediansattels gekennzeichnet, der allen dahin gerechneten Vertretern zukommt. *Archoceras* würde somit hier als Vorform eine recht isolierte Stellung einnehmen.

Besser fügt unsere Gattung sich der Familie Anarcestidae ein. In Skulptur und Lobenlinie, ebenso auch in der bedeutenden Länge der Wohnkammer, stimmt sie mit den Vertretern speziell der Unterfamilie Anarcestinae völlig überein. Ich stelle sie daher zu dieser Unterfamilie[1]) und nehme an, daß sie sich unmittelbar aus den ältesten, niedersten Vertretern der Gattung *Anarcestes* entwickelt hat (wenn man so will, auf dem Wege einer Neomorphose oder Verjüngung im Sinne K. Beurlen's). Von den Jugendstadien dieser Formen hat unsere Gattung zeitlebens die weitnabelige Gehäusegestalt und die subumbilikale Lage des Laterallobus beibehalten. Fortgeschritten ist sie jenen gegenüber lediglich darin, daß die Anfangskammer vollkommen spiralig eingerollt und dementsprechend die offene Nabellücke verschwunden ist. In dieser Beziehung steht *Archoceras* auf der gleichen Entwicklungsstufe wie die Gattung *Werneroceras* Wdkd., em. Schdwf., die jedoch ein erheblich engergenabeltes, dickscheibenförmiges Gehäuse mit stark umfassenden Windungen besitzt, und bei der weiterhin der Laterallobus im Alter eine laterale Lage einnimmt.

Daß die Familie Anarcestidae sich bis in das Oberdevon hineinerstreckt, lehrte bereits die seinerzeit von mir (1933, S. 98) als *Werneroceras* n. sp. erwähnte Form aus den Nehdener Schiefern, die hier erstmalig abgebildet wird (Taf. 19, Fig. 8 a, b). Diese Familie stellt sich jetzt immer mehr als ein langlebiger Konservativstamm und als Ausgangspunkt der übrigen Goniatiten-Entwicklung dar. In ihrem Rahmen kommt m. E. der neuen Gattung *Archoceras* eine besondere stammesgeschichtliche Bedeutung zu.

---

1) Die seinerzeit von mir (Schindewolf, 1933, S. 89) gegebene Diagnose der Anarcestinae ist hinsichtlich der Gehäusekennzeichnung dahin zu erweitern, daß sie auch derartige dünnscheibenförmige Typen umfaßt.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

2. Clymenoceras

Unsere zweite Gattung, *Clymenoceras*, könnte, soweit man zunächst allein die Gehäusegestalt ins Auge faßt, mit *Archoceras* in Zusammenhang gebracht werden. Es gibt nur verschwindend wenige Goniatiten mit einer derart weitgenabelten, clymenienähnlichen Gehäusegestalt, und die einzige Gattung unter ihnen, die nach den relativen Altersverhältnissen und dem allgemeinen Differenzierungsgrade als Wurzel in Betracht käme, ist *Archoceras*. Nun aber besitzt *Clymenoceras* in dem hohen, ungeteilten Innensattel ein sehr ungewöhnliches Merkmal, das gegen eine Ableitung von *Archoceras* mit tiefem, wohlausgebildetem Innenlobus spricht.

Goniatiten mit einem derartigen echten Innensattel sind einstweilen nicht bekannt. *Sellanarcestes* Schdwf. und *Wedekindella* Schdwf. besitzen zwar einen inneren Mediansattel, der sich jedoch ontogenetisch erst relativ spät und sekundär aus einem ursprünglichen Innenlobus herauswölbt. Wegen der übrigen Unterschiede in der Lobenlinie und der Gehäusegestalt kommen diese beiden Gattungen als Wurzel von *Clymenoceras* ohnehin nicht in Betracht.

Halten wir weiterhin Ausschau nach Goniatiten, die einen ähnlich hohen, wenn auch geteilten Innensattel besitzen, so stoßen wir auf die Gattung *Prolobites* Karp. Es mag auf den ersten Blick befremdlich erscheinen, wenn an einen Zusammenhang der beiden in der Gehäusegestalt recht verschiedenen Gattungen *Clymenoceras* und *Prolobites* gedacht wird, aber nach einem Vergleich der in Abb. 4 und 5 gegenübergestellten Lobenlinien wird man zugeben müssen, daß hier eine geradezu verblüffende Ähnlichkeit besteht. Diese Ähnlichkeit erstreckt sich auf alle Einzelheiten: die Form der Loben und Sättel, ihre Stellung zueinander usw. Selbst die Abplattung bzw. Eindellung des zwischen U und L gelegenen Sattels, d. h. die Anlage eines orimentären zweiten Umbilikallobus, findet sich bei beiden Gattungen. Ferner besitzt *Prolobites* vor allem den gleichen, ungewöhnlich hoch herausgehobenen Innensattel, der jedoch auf seinem Scheitel durch einen kleinen, kurzen Innenlobus gespalten ist. Abgesehen von diesem einzigen Unterschiede ist die Lobenlinie von *Clymenoceras* die eines *Prolobites*.

Wenn man eine derartige Ableitungsmöglichkeit in Betracht zieht, darf man natürlich nicht an *Prolobites delphinus* (Sdbg.) selbst mit seinem durch eine tiefe Einschnürung stark deformierten Gehäuse denken. W. Lange (1929, S. 56, Taf. 1, Fig. 10, 10 a) hat in seinem *Prolobites delphinus* var. *insulcata* eine Form ohne alle Einschnürungen beschrieben, die hinsichtlich der Gehäusegestalt unserem *Clymenoceras insolitum* nicht mehr so völlig unüberbrückbar gegenübersteht. Zwar ist das Gehäuse nahezu kugelig, aber der Nabel ist offen. Wenn man hinzunimmt, daß bei unserer Form die Windungen im Alter relativ stark an Breite zunehmen und sich kräftiger umhüllen, muß ein Zusammenhang zwischen *Prolobites*, der in der Jugend ebenfalls einen weiten Nabel besitzt, und *Clymenoceras* auch hinsichtlich der Gehäusegestalt als denkbar gelten. Die bei beiden Gattungen linearen Anwachsstreifen können ebenfalls für derartige Beziehungen angeführt werden.

Da ich einstweilen einen befriedigenderen Anknüpfungspunkt nicht sehe, glaube ich *Clymenoceras* vorläufig von *Prolobites* ableiten und der Familie Prolobitidae einreihen zu sollen. Ich deute unsere Gattung also als einen weitnabelig gewordenen *Prolobites*

mit völliger Reduktion des bei jenem ohnehin nur unscheinbaren Innenlobus zugunsten eines ungeteilten Internsattels, was mit der verkleinerten konkaven Windungszone zusammenhängen mag.

Clymenoceras zeigt in der Gehäusegestalt, wie oben bereits hervorgehoben wurde, weitgehende Übereinstimmung mit der geologisch jüngeren Gattung *Cycloclymenia*. Es ist das ein kleiner Formenkreis, der sich durch sein scheibenförmiges, weitgenabeltes Gehäuse (vgl. Taf. 19, Fig. 10, 11) ebenfalls weit von dem Normaltypus der Goniatiten entfernt und, wie der Name besagt, ursprünglich, so von Münster, Gümbel und Hyatt, für Clymenien gehalten wurde. Erst F. Frech (1902, S. 63) erkannte, daß es sich um Goniatiten handelt, und ersetzte daraufhin die „unpassende" Bezeichnung *Cycloclymenia* durch den neuen Namen *Phenacoceras*. Nach Art. 32 der Internat. Nomenklaturregeln ist diese Umbenennung unzulässig; der Name *Cycloclymenia* besitzt nach wie vor Gültigkeit. Fraglich ist lediglich, ob C. W. Gümbel (1863, „Cycloclymenieae") oder A. Hyatt (1883, „*Cycloclymenia*") im nomenklatorischen Sinne als Autor der Gattung gelten muß. Eine von mir beantragte grundsätzliche Entscheidung der Nomenklaturkommission über die Urheberschaft dieses Goniatiten sowie einer Anzahl von Clymenien (Gümbel versus Hyatt), die in einigen Fällen nomenklatorische Folgerungen hat, steht einstweilen noch aus. R. Wedekind (1914, S. 69) schuf für eine in diese Gruppe gehörige Form noch einen weiteren Namen, *Balvites*, der ebenfalls in die Synonymik von *Cycloclymenia* fällt.

Die Gattung *Cycloclymenia* tritt in einigen seltenen Arten in der *Orthoclymenia*-Stufe (Oberdevon „V") auf. Sie stand bisher völlig isoliert da und war nirgends einwandfrei anzuschließen. Wegen ihrer linearen Anwachsstreifen hatte ich sie seinerzeit (1920, S. 124; 1923, S. 398) in die Familie Prolobitidae eingereiht, war aber angesichts der bestehenden großen Unterschiede in der Gehäusegestalt selbst nicht recht davon befriedigt. H. Schmidt (1924, S. 122) versuchte, *Cycloclymenia* auf *Gattendorfia* zurückzuführen, was jedoch daran scheitert, daß *Gattendorfia* erheblich jünger ist.

Meine frühere Annahme eines Zusammenhanges von *Cycloclymenia* mit den Prolobitiden erfährt nunmehr durch unsere Gattung *Clymenoceras* eine neue Beleuchtung und erhöhte Wahrscheinlichkeit. Ein Vergleich der äußeren Lobenlinien von *Clymenoceras* und *Cycloclymenia* (Abb. 5 u. 6) zeigt, daß beide grundsätzlich gleichen Bau besitzen. *Cycloclymenia* ist noch evoluter als *Clymenoceras*, und im Zusammenhang damit ist hier der erste Umbilikallobus nach außen, auf die Naht gerückt. Im übrigen ist die Lobenlinie durch Vertiefung und Verschmälerung der Loben, höhere Heraushebung der Sättel und deutliche Ausprägung des zweiten Umbilikallobus lediglich etwas höher differenziert als die von *Clymenoceras*. In der Elementzahl der Lobenlinie besteht ein Unterschied allein darin, daß bei *Cycloclymenia* ein tiefer, schmaler Internlobus ausgebildet ist.

Nun bin ich zwar der Meinung, daß *Clymenoceras* wegen des Fehlens eines normalen Internlobus als unmittelbarer Vorläufer von *Cycloclymenia* nicht in Betracht kommt. Da wir jedoch wahrscheinlich machen konnten, daß *Clymenoceras* sich von *Prolobites* ableitet, daß also derartige weitgenabelte, clymenienähnliche Gehäusegestalten wohl tatsächlich aus *Prolobites* hervorgegangen sind, stehen einer Zurückführung der Gattung *Cycloclymenia*, und damit wohl zugleich auch der karbonischen Prolecaniten, auf die Prolobitiden keine grundsätzlichen Schwierigkeiten mehr im Wege. Jedenfalls

müssen wir uns solange zu dieser Auffassung bekennen, als andere begründbare Anknüpfungspunkte fehlen. Die Ausbildung der Lobenlinie und der Skulptur sprechen sehr für derartige Zusammenhänge; die Lobenlinie von *Cycloclymenia* (Abb. 6) läßt sich zwangslos von der *Prolobites*-Lobenlinie (Abb. 4) ableiten, sei es direkt, sei es durch Annahme eines oder mehrerer noch unbekannter Zwischenglieder.

Wir nehmen also gegenwärtig als das Wahrscheinlichste an, daß aus *Prolobites* zwei verschiedene Entwicklungsrichtungen hervorgingen, eine Hauptreihe, in welcher der ursprünglich unscheinbare Internlobus eine Vertiefung und Fortbildung erfährt, und eine durch *Clymenoceras* verkörperte Nebenreihe, in der er rückgebildet wird. In diesen beiden Reihen wird demnach anscheinend die Raumfrage, welche bei den evoluten Formen durch die Verkleinerung der konkaven Windungszone gestellt wird, auf zwei verschiedenen Wegen gelöst: bei *Cycloclymenia* durch Abdrängung des Umbilikallobus nach außen auf die Naht, bei *Clymenoceras* durch Reduktion des Internlobus.

Weitere Funde werden notwendig sein, um die hier vorgelegten Erwägungen zu bestätigen, oder um eine bessere Deutung der beschriebenen Gattungen zu gewinnen. Leider aber fließen die Quellen für derartige Formen, die offenbar an der Wurzel neuer Entwicklungsrichtungen stehen, stets nur sehr spärlich. Unser besonderer Dank gilt daher Herrn Paeckelmann, dem die Auffindung der beiden seltenen neuen Typen gelang und der sie uns zur ersten Bekanntgabe überließ.

IV. Zusammenfassung

In der vorstehenden Mitteilung sind zwei weitgenabelte, clymenienähnliche Goniatitengattungen von einer gewissen stammesgeschichtlichen Bedeutung beschrieben, die sich bisher der Kenntnis entzogen hatten. Die erste von ihnen, *Archoceras* n. gen. mit dem Genotyp *A. paeckelmanni,* entstammt den Nehdener Schiefern (Oberdevon II α) von Nehden und tritt auch in gleichaltrigen Schichten von Französisch-Marokko auf. Eine weitere wahrscheinlich dahin gehörige Art ist *A. (?) varicosum* (Drev.) aus der *Manticoceras*-Stufe (Oberdevon I). Die Gattung findet ihren Platz in der Unterfamilie Anarcestinae, und es wird vermutet, daß sie als Stammform der Manticoceratidae und ferner auch der Clymenien in Betracht kommt.

Den zweiten neuen Formenkreis bildet *Clymenoceras* n. gen. mit dem Typus *Cl. insolitum* n. sp. aus der *Prolobites-Platyclymenia*-Stufe (Oberdevon III β) des Enkeberges. Das besondere Kennzeichen dieser Gattung besteht, neben der weitgenabelten, dünnscheibenförmigen Gehäusegestalt, in dem Auftreten eines hohen, ungeteilten Internsattels, der damit zum ersten Male bei einem Goniatiten zur Beobachtung kommt. Es werden darin Hinweise auf die Gattung *Prolobites* gesehen, und dementsprechend wird *Clymenoceras* zu den Prolobitidae gerechnet. Außerdem bestehen offensichtliche Beziehungen auch zu *Cycloclymenia.* Die schon früher vorgenommene Einreihung dieser Gattung in die Prolobitidae erfährt durch *Clymenoceras* eine gewisse Stütze.

V. Schriftenverzeichnis

Drevermann, F.: Die Fauna der oberdevonischen Tuffbreccie von Langenaubach bei Haiger. — Jb. preuß. geol. L.-A., **21**, (1900), S. 99—207, Taf. 12 bis 16. Berlin 1901.

Frech, F.: Über devonische Ammoneen. — Beitr. Palaeont. u. Geol. Oesterr.-Ungarns u. Orients, **14**, S. 27—112, 35 Abb., Taf. 2—5. Wien 1902.

Lange, W.: Zur Kenntnis des Oberdevons am Enkeberg und bei Balve (Sauerland). — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **119**, 132 S., 39 Abb., 3 Taf. Berlin 1929.

Matern, H.: Das Oberdevon der Dill-Mulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **134**, 139 S., 6 Abb., 4 Taf. Berlin 1931.

Schindewolf, O. H.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläontologie des deutschen Oberdevons. — Senckenbergiana, **2**, S. 114—129, 2 Abb. Frankfurt a. M. 1920.

— : Beiträge zur Kenntnis des Paläozoicums in Oberfranken, Ostthüringen und dem Sächsischen Vogtlande. 1. Stratigraphie und Ammoneenfauna des Oberdevons von Hof a. S. — Neues Jb. f. Mineral. usw., Beil.-Bd. **49**, S. 250—357, 393—509, 21 Abb., Taf. 14—18. Stuttgart 1923.

— : Vergleichende Morphologie und Phylogenie der Anfangskammern tetrabranchiater Cephalopoden. Eine Studie über Herkunft, Stammesentwicklung und System der niederen Ammoneen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **148**, 115 S., 34 Abb., 4 Taf. Berlin 1933.

Schmidt, H.: Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland. — Jb. preuß. geol. L.-A., **44**, (1923), S. 93—171, 6 Abb., Taf. 6—8. Berlin 1924.

Wedekind, R.: Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevon von Martenberg bei Adorf. — Sber. Ges. naturf. Freunde Berlin, 1913, S. 23—77, 14 Abb., Taf. 4—7. Berlin 1913.

— : Monographie der Clymenien des Rheinischen Gebirges. — Abh. k. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., N. F. **10**, Nr. 1, 73 S., 7 Taf. Berlin 1914.

— : Die Genera der Palaeoammonoidea (Goniatiten). — Palaeontographica, **62**, S. 85—184, 54 Abb., Taf. 14—22. Stuttgart 1918.

Urschrift eingegangen am 31. Mai 1937
Druckauftrag erteilt am 20. Oktober 1937

Bretonische Faltung und Visé-Transgression im Gebiet von Warstein in Westfalen

Von Werner Paeckelmann und Gerhard Richter, Berlin

Hierzu Tafel 20 und 4 Abbildungen

Inhalt

Seite

Das Problem der bretonischen Diskordanzen im Sauerland 256

Ältere Auffassungen über die Diskordanzen nahe der Grenze Oberdevon-Kulm 256
Zur Schichtfolge der Grenze Oberdevon-Kulm 257
Neuere Ansichten über die zeitliche Festlegung der bretonischen Diskordanzen 259

Bretonische Diskordanz und Visé-Transgression im Gebiet von Warstein

Problemstellung 260
Drewer (Provinzial-Steinbrüche) 260
Östlicher Steinbruch 260
Westlicher Steinbruch 265
Vergleich der Steinbrüche Drewer 267
Belecke 267
Kahlenbergsköpfe 268
Bereich der Grube David 269
Scheibenstand im Bilstein-Tal 269
Steinbruch am Eulenspiegel bei Kallenhardt 269

Ergebnisse 270

Schriften 271

Das Problem der bretonischen Diskordanzen im Sauerland

Ältere Auffassungen über die Diskordanzen nahe der Grenze Oberdevon-Kulm

Der erste Forscher, der im Rheinischen Schiefergebirge mit Diskordanzen rechnete, war A. Denckmann. In der Annahme, daß das sandige Oberdevon des Sauerlandes und des Kellerwaldes jünger sei als die oberdevonischen Cephalopodenkalke, erklärte er deren Fehlen in vielen Profilen durch Abtragungsvorgänge nach der Sedimentation des oberen Clymenienkalkes und

eine nachfolgende Transgression des sandigen höheren Oberdevons, seiner „Auenberger Schichten" (1895, S. 50 ff.). Einen Schritt weiter ging Wedekind (1914). Er beschränkte die transgredierende Serie des Oberdevons auf den „Fossley" und die „Wocklumer Schichten". Für ihn war der Fossley des Sauerlandes jünger als die Dasberg-Kalke. Das häufige Fehlen der Cephalopodenkalke im Liegenden des Fossley erklärte er infolgedessen mit Abrasion im Anschluß an eine „Präfossley-Faltung". Gleichzeitig suchte Wedekind die im Sauerlande gelegentlich zu beobachtenden Schichtlücken an der Basis des Unterkarbons durch eine „Präkulm-Faltung" zu erklären.

Die Anschauungen von Denckmann und Wedekind haben seinerzeit in Schindewolf einen lebhaften Verfechter, von anderer Seite aber Widerspruch erfahren, besonders durch H. Schmidt und Paeckelmann. Die neueren biostratigraphischen Untersuchungen im Oberdevon des Sauerlandes ergaben nämlich, daß die Auenberger Schichten bzw. der Fossley eine fazielle Vertretung der Cephalopodenkalke sind und nicht (oder doch nur zum Teil) deren Hangendes. Im besonderen zeigte sich, daß der Fossley eine Fazies des Unteren Clymenienkalkes (Stufe III Wedekind's) darstellt; er ist also nicht jünger, sondern älter als der Dasberger Kalk.

Damit waren die Argumente von Denckmann und Wedekind für eine Transgression der Auenberger Schichten bzw. für eine „Präfossley-Faltung" hinfällig.

Hinsichtlich der Präkulm-Faltung hatte sich Wedekind auf die Profile in der Gegend von Balve und Brilon gestützt. Bei deren näherer Prüfung durch Paeckelmann stellte sich aber heraus, daß die Schichtlücken an der Basis des Kulms entweder nicht vorhanden sind oder aber durch postkulmische Tektonik vorgetäuscht werden. Für diese Gebiete wurde daher von Paeckelmann eine Präkulm-Faltung abgelehnt, wenn sie auch für andere Gebiete des Schiefergebirges (Warstein, Lahn-Dill-Mulde) zugegeben wurde.

Der erste positive Nachweis von Diskordanzen im sauerländischen Oberdevon gelang H. Schmidt (1921) für das Gebiet von Belecke, Drewer und Warstein. Er erkannte, daß in der Zeit „zwischen dem Dasberg-Kalk und den Schichten unter dem Kulm, welche als Etroeungt bestimmt wurden, eine Zeit der Faltung liegt" (1921, S. 310). Die mit dieser Bewegung verknüpfte Diskordanz nannte H. Schmidt wenig treffend „Kulmdiskordanz". Die stärkste Winkeldiskordanz fand H. Schmidt bei Belecke. Senkrecht aufgerichteter Adorfer Kalk wird dort von fast söhligem Etroeungt und Kulm-Kieselschiefer überlagert (vgl. Fig. 3 bei H. Schmidt, 1921).

Zur Schichtenfolge der Grenze Devon-Kulm

Die Schichtfolge im Hangenden der Diskordanz ist nach H. Schmidt im östlichen Provinzialsteinbruch von Drewer am besten aufgeschlossen und folgendermaßen zusammengesetzt:

„Kulm" (etwa 9 m)	Lydite mit dickeren kalkigen Bänken
	Kalkfreie Lydite
	Alaunschiefer
	Kieselkalk-Bank
	Kieselgallenschiefer

„Etroeunt" (etwa 8 m)	Kieselkalk-Bank („Phillipsien-Bank")
	Kieselgallenschiefer
	Splitterschiefer
	Knolliger Kalk; an der Basis „*Dechenella*-Bank"
	Steinmergel mit Einzelkorallen
	Alaunschiefer mit *Posidonia venusta*
	Mergelschiefer mit cf. *Pseudoclymenia*
	Alaunschiefer mit *Posidonia venusta*.

Dieses Profil wurde in den folgenden Jahren weiter untersucht, und zwar sowohl von H. Schmidt selbst (1924, S. 107) wie vor allem durch Schindewolf (1923, S. 216; 1926, S. 94). Von besonderer Bedeutung sind die drei Haupt-Fossilbänke des „Etroeungts" von Drewer:

3. Phillipsien-Bank
2. *Dechenella*-Bank
1. Mergelschiefer mit *Pseudoclymenia*.

Die Mergelschiefer mit *Pseudoclymenia* wurden von Schmidt seinen „Hangenberg - Schiefern", die *Dechenella* - Bank seinem „Hangenberg-Kalk" gleichgesetzt; die Phillipsienbank wurde als Vertreter der *Pericyclus*-Stufe und zwar des Erdbacher Kalkes erkannt. Die *Pseudoclymenia* beschrieb Schmidt (1924) als *Postclymenia evoluta* Frech; diese Form, welche Schindewolf später als *Cymaclymenia eurvomphala* Schdwf. (= *Cymaclymenia camerata* Schdwf. e. p.) bezeichnete, besitzt in den Hangenberg - Schiefern des Sauerlandes weite Verbreitung.

Schindewolf betrachtet die Hangenberg-Schiefer — und damit auch die liegenden Mergelschiefer des Schmidt'schen Etroeungt-Profiles von Drewer — als schiefrige Fazies der *Wocklumeria*-Stufe. Neuere Aufsammlungen bestätigen diese Parallelisierung; denn die liegenden Mergelschiefer von Drewer enthalten folgende typische Wocklumer Formen (nach Schindewolf):

Wocklumeria sphaeroides R. Richt.
Kalloclymenia cf. *wocklumensis* Lange
Oxyclymenia wocklumensis Wdkd.
Cymaclymenia eurvomphata Schdwf.
Cyrtoclymenia cf. *angustiseptata* Schdwf.

In der Gleichsetzung der *Dechenella*-Bank mit dem Hangenberg-Kalk — d. h. der *Gattendorfia*-Stufe Schindewolf's (= *Protocanites*-Stufe H. Schmidt's) — stimmen H. Schmidt und Schindewolf überein. Das Leitfossil dieses Kalkes, *Gattendorfia subinvoluta* Schdwf., wurde nachgewiesen.

Ebenso herrscht Einmütigkeit über die Parallelisierung der Phillipsien-Bank mit dem Erdbacher Kalk der *Pericyclus*-Stufe. —

Es ergibt sich also die Unzweckmäßigkeit der Bezeichnung „Hangenberg-Schichten" (= Hangenbergschiefer + Hangenbergkalk) H. Schmidt's als stratigraphischer Begriff. Denn ihr unterer Teil, die „Hangenberg-Schiefer", gehört nach Schindewolf zur Wocklumer Stufe, ihr oberer Teil, der „Hangenberg-Kalk", dagegen zur Gattendorfer Stufe. Die Grenze Oberdevon—Unterkarbon wurde auf dem 2. Karbon-Kongreß von Heerlen 1935 an die Basis der *Gattendorfia*-Stufe verlegt (Paeckelmann & Schindewolf 1937). Im Profil von Drewer ist diese Formationsgrenze also in derselben Weise zu erfassen wie in dem zugrundegelegten Richtprofil des Hönnetales.

Nach neueren Forschungen entspricht die Wocklumer Stufe den Schichten von Etroeungt. Im Profil von Drewer sind mithin allein die liegenden Mergelschiefer („Hangenberg-Schiefer") als Etroeungt anzusprechen. Alle höheren Schichten des „Etroeungt" (H. Schmidt) bei Drewer gehören dem Unterkarbon an, und zwar die *Gattendorfia*-Stufe dem Unter-Tournai, die Phillipsien-Bank (Erdbacher Kalk) dem tiefsten Visé.

Neuere Ansichten über die zeitliche Festlegung der bretonischen Diskordanzen

Im Gebiet der Seiler bei Iserlohn besteht eine Diskordanz im Oberdevon. Schon Wedekind (1913, S. 43) hatte dort eine Transgression des Fossley angenommen und diese auch bildlich dargestellt (Abb. 2, S. 40). Gallwitz (1927) erkannte dann an der Basis der „Seiler Schichten" eine klare Diskordanz, die er auf eine „bretonische Faltung" zurückführt. Die Diskordanz liegt nicht unter dem Fossley, sondern darüber und zwar innerhalb der Dasberg-Stufe. Denn die tiefsten Schichten dieses Horizontes sind noch mitgefaltet, während das Obere Dasberg bereits zur transgredierenden Serie gehört und mit Wocklumer und Gattendorfer Stufe sowie dem Kulm in konkordantem Verbande steht.

Bewegungen gleichen Alters sind bei Stockum südöstlich Balve durch Gallwitz und bei Diedenshausen im Eder-Gebiet durch Reich (1926) nachgewiesen worden. Auch für die östliche Attendorn—Elsper Doppelmulde nahm — auf Grund der Untersuchungen von Lotze (1929) — Paeckelmann dieselbe Faltung an, die dann von Weber (1934) bestätigt werden konnte. Nach Paeckelmann (1930) ist das Auftreten bretonischer Faltung an eine schmale Zone zwischen Iserlohn und Diedenshausen gebunden, die quer zum Hauptstreichen an der Grenze von west- und ostsauerländischer Tektonik das Schiefergebirge durchschneidet.

Für diese Bewegungen ist von Schindewolf (1926) die Bezeichnung „marsische Faltungsphase" geprägt worden. Sie sei „gegen Ausgang der *Laevigites*-Zeit" (Dasberg-Stufe) bzw. „zu Beginn der *Wocklumeria*-Zeit" zu datieren. Schindewolf ging dabei aus vom Profil bei Drewer, wo er mit H. Schmidt zwischen dem Dasberg-Kalk und den Hangenberg-Schiefern „eine deutliche Transgression verbunden mit einer schwachen Diskordanz" sah (1926, S. 112).

Nun fand aber H. Schmidt bei Drewer eine *Wocklumeria* „dicht unter der Diskordanz" (Gallwitz, 1927, S. 527). Daraus schloß Gallwitz, daß die Faltung im Gebiet von Drewer-Warstein wohl jünger wäre als die Wocklumer Stufe und damit auch jünger als bei Iserlohn. Weber (1934, S. 563) der diese Auffassung übernahm, spricht bereits von einer „jüngeren bretonischen Phase" bei Warstein-Belecke.

Im Profil von Drewer liegt auch der Erdbacher Kalk „diskonform" auf der Gattendorfer Stufe (Schindewolf, 1926, S. 126). Schindewolf vermutet daher, daß dieser, schon von H. Schmidt betonten, Transgression des Erdbacher Kalkes (bzw. seiner Alaunschiefer-Basis) eine schwache „nassauische" Faltungsphase vorausging.

Bretonische Diskordanz und Visé-Transgression im Gebiet von Warstein

Problemstellung

Aus den vorstehenden Ausführungen ergibt sich die große Bedeutung des Profils von Drewer für die Fixierung der Diskordanzen und Transgressionen nahe der Grenze Oberdevon—Kulm. Für die Klarstellung der bretonischen Faltungsvorgänge im gesamten Rheinischen Schiefergebirge ist es von Wichtigkeit, ob das Gebiet von Warstein tatsächlich eine Sonderstellung einnimmt, indem hier etwa jüngere Bewegungen stattgefunden hätten als in anderen Gegenden.

Dazu sind in erster Linie folgende Fragen zu klären:

Liegt die Faltungsdiskordanz bei Drewer unter oder über der Wocklumer Stufe?

Entspricht die Diskordanz der „marsischen" Phase der Iserlohn—Berleburger Querzone, oder ist sie jünger?

Ist die Transgression der Erdbacher Schichten eine epirogene Erscheinung, oder erfolgte sie im Anschluß an eine zweite — „nassauische" — Faltung?

Die Klärung dieser Fragen wird dadurch erleichtert, daß in den Provinzial-Steinbrüchen bei Drewer neue Aufschlüsse geschaffen sind, die einen weit besseren Einblick ermöglichen, als das in früheren Jahren der Fall war. Die ergänzenden Beobachtungen aus der Gegend von Belecke und Warstein wurden auf Vergleichsbegehungen in der Umgebung von Warstein und bei der Kartierung des Blattes Hirschberg gewonnen.

Drewer (Provinzial-Steinbrüche)

Östlicher Steinbruch

Als tiefste Schichten kommen verkieselte schwarze Schiefer mit Flinzkalken zutage, die der *Manticoceras*-Stufe (Adorf, $I\gamma$—δ) angehören. Darüber liegen, ebenfalls meist stark verkieselt, helle oberdevonische Cephalopodenkalke. Der untere Teil besteht aus Kramenzelkalken der *Cheiloceras*- und *Prolobites*-Stufe; dieser „Enkeberger Kalk" ist etwa 22 m mächtig. Es folgt eine etwa 10 cm dicke Mergelschiefer-Lage, dann etwa 8 m graublauer Knollenkalk der Dasberg-Stufe. Schichtenfolge und Fossilinhalt sind von H. Schmidt (1921) eingehend beschrieben worden und brauchen hier nicht weiter erörtert zu werden.

Marsische Faltung

Im nordwestlichen Teil des Steinbruches ist an den steilen Wänden eine intensive Verfaltung dieser oberdevonischen Cephalopodenkalke zu erkennen. Ein Ausschnitt ist in Taf. 20 wiedergegeben. Hier werden die stark gefalteten Oberdevon-Kalke von leicht gewellten oder fast horizontalen jüngeren Schichten überlagert. Wichtig ist, daß diese transgredierende Serie nicht mit den Hangenberg-Schiefern beginnt, sondern mit einem etwa 3 m mächtigen graublauen, etwas knolligen Kalk mit Wocklumer Fauna. Dieser Wocklumer Kalk zeigt zwar selbst eine leichte Wellung, kappt aber die Falten des Dasberg-Kalkes unter einem Winkel bis zu 90°! Die Dis-

kordanz liegt hier ganz eindeutig zwischen Wocklum und Dasberg; die Schichtlücke umfaßt — außer etwa dem tiefsten Teil der Wocklumer Stufe — besonders die oberen Dasberg-Schichten. Deren Stellung zur Diskordanz konnte hier zwar noch nicht eindeutig fixiert werden, doch dürfte die Bewegung selbst schon gleich nach Ablagerung des Unteren Dasberg erfolgt sein, also etwa zu derselben Zeit wie an der Seiler bei Iserlohn.

Bei Drewer ist demnach eine marsische Faltung klar nachweisbar (Taf. 20 und Abb. 1).

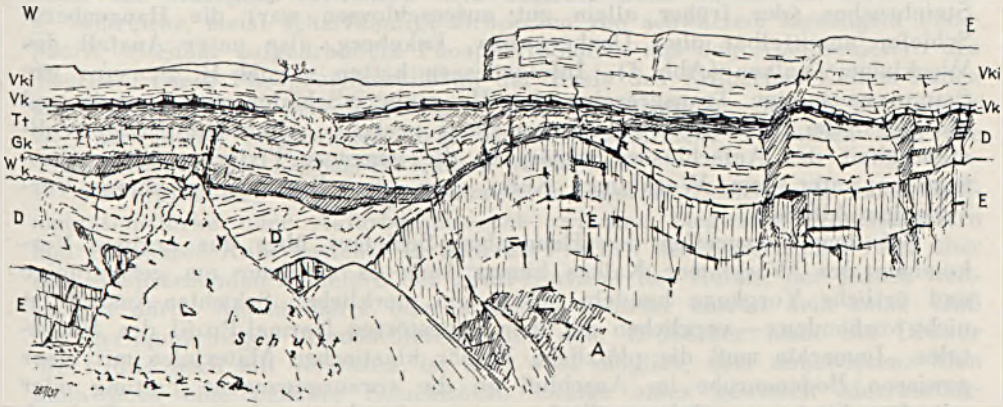


Abb. 1. Transgression des Visé und marsische Diskordanz. Östlicher Provinzial-Steinbruch bei Drewer; Skizze der Nordwand.

A = Adorfer Kalk, E = Enkeberger Kalk, D = Dasberg-Kalk, Wk = Wocklumer Kalk, Wt = Hangenberg-Schiefer (Wocklumer Stufe), Gk = Hangenberg-Kalk (Gattendorfer Stufe), Tt = Obertournai-Schiefer, Vk = Erdbacher Kalk (Visé), Vki = Kulm-Kieselkalk.

Übergreifen der Hangenberg-Schiefer

Die Unterkante des Wocklumer Kalkes ist eine unebene Grenzfläche, die durch eine ungleichförmige Abtragung nach der marsischen Faltung bedingt ist. Ob diese Abtragung unter marinen oder terrestrischen Bedingungen vor sich ging, wissen wir nicht. Es bestehen keine Anhaltspunkte für eine Verlandung während oder nach der Bewegung. Es ist auch unwahrscheinlich, daß eine etwaige Trockenlegung größeren Umfang besessen hat. Die Zeit, welche dafür zur Verfügung steht, ist recht kurz. Wenn die Faltungsdiskordanz nicht bestünde, wäre eine Schichtlücke kaum erkennbar, da außer dem höheren Dasberg keine Stufe des Oberdevons fehlt.

Über dem geringmächtigen Wocklumer Kalk folgt mit ziemlich scharfer Grenze der Hangenberg-Schiefer. Die Grenzfläche ist etwas unregelmäßig und wellig. Die Mächtigkeit der Hangenberg-Schiefer schwankt zwischen 2 und 3 m. Sie bestehen aus dunkelblaugrauen, kalkigen, schwefelkies- und glimmerreichen, harten Mergelschiefern („Steinmergeln"). An der Basis und im Hangenden gehen sie in alaunschieferartige schwärzliche Schiefer über.

Im unteren Teil der Hangenberg-Schiefer sind eckige Gerölle nicht selten. Sie rühren von örtlicher Aufarbeitung des Untergrundes her. Im allgemeinen stammen sie aus dem Wocklumer und Dasberg-Kalk, deren abgerollte Fossilien durch H. Schmidt und Schindewolf festgestellt wurden. Außerdem kommen aber auch aufgearbeitete Kalke und Kalkschiefer der Adorf-Stufe vor.

Schon die sprunghafte Änderung des Sedimentationsmaterials an der Hangend-Grenze des Wocklumer Kalkes, wie sie in dieser Geröllführung der basalen Hangenberg-Schiefer zum Ausdruck kommt, läßt an dieser Stelle eine Schichtlücke vermuten. Und tatsächlich liegen im mittleren Teil des Steinbruches (der früher allein gut aufgeschlossen war) die Hangenberg-Schiefer unmittelbar über Dasberg bzw. Enkeberg, also unter Ausfall des Wocklumer Kalkes (Abb. 1). Infolgedessen hatten sowohl H. Schmidt wie Schindewolf eine Transgression der Hangenberg-Schiefer angenommen und die marsische Diskordanz an deren Basis gestellt. Allein die jetzige Vollständigkeit des Aufschlusses ermöglicht die genauere Fixierung dieser Diskordanz unter dem Wocklumer Kalk, eben die Bestimmung ihres Vor-Wocklum-Alters.

Bei dem Übergreifen des Hangenberg-Schiefers über das geringe Vorkommen des Wocklumer Kalkes hinaus kann es sich nur um geringfügige und örtliche Vorgänge handeln. Denn ein merklicher Schichten-Ausfall ist nicht vorhanden — verglichen mit dem ungestörten Normal-Profil des Hönnetales. Immerhin muß die plötzliche Zufuhr klastischen Materiales mit einer gewissen Bodenunruhe im Anschluß an die vorausgegangene Faltung oder mit dem Einsetzen stärkerer Strömungen verbunden gewesen sein. Dadurch mag es zu Emersionen bzw. zu örtlicher Aufarbeitung der jüngsten Sedimente am Meeresgrunde gekommen sein.

Gattendorfer Stufe

Wiederum mit scharfer Grenze folgt über den Hangenberg-Schiefern die *Gattendorfia*-Stufe. Die etwa 3 m mächtigen bankig-plattigen und nach oben zu knollig werdenden hell-blaugrauen Cephalopodenkalke zeigen dieselbe Ausbildung wie im Hönnetal und bei Gattendorf. Den Beschreibungen von H. Schmidt und Schindewolf ist nichts hinzuzufügen.

Im Hangenden geht dieser Gattendorfer Kalk allmählich in 1 m mächtige, dunkelgraue, schwach kalkige Schiefer über, die „Splitterschiefer" H. Schmidt's. Sie sehen den Untertournai-Schiefern des Bergischen Landes sehr ähnlich, dürften aber etwas jünger sein. Im Vergleich mit dem Hönneprofil entsprechen sie als Dach des Gattendorfer Kalkes den dortigen „Liegenden Alaunschiefern", also dem Obertournai.

Überlagert werden die Obertournai-Schiefer von 40—50 cm mächtigen Alaunschiefern mit radiolarienführenden Phosphoritknollen[1]). Die Grenze ist unscharf, so daß man — wie bei vielen Profilen des Sauerlandes — keines-

1) H. Schmidt bezeichnete diese Alaunschiefer im Anschluß an Denckmann als „Kieselgallenschiefer"; doch hat die chemische Analyse der kugel- bis hantelförmigen Geoden ergeben, daß es sich um die üblichen „Phosphoritknollen" handelt, wie sie in gleicher Weise in den Alaunschiefern verschiedenster Kulm- und Namur-Niveaus auftreten.

wegs etwa den Eindruck einer transgredierenden Lagerung der Alaunschiefer hat, sondern vielmehr den eines sehr allmählichen Überleitens.

Erdbacher Transgression

Über diesen Alaunschiefern liegt mit scharfer Grenze der Erdbacher Kalk. Er ist in Ausbildung und Mächtigkeit veränderlich. Im östlichen Steinbruch von Drewer besteht der Erdbacher Kalk aus einer unteren etwa 50 cm starken und einer oberen 15—20 cm dicken Kalkbank; dazwischen liegen rund 10 cm Alaunschiefer. Das Erdbacher Gestein ist ein hell-graublauer Kieselkalk, der ockergelb verwittert. Die unterste Bank enthält an ihrer Basis ± zahlreiche, meist scharfkantige Bröckchen von schwarzem kieseligem Phosphorit, offenbar aufgearbeitete Phosphoritknollen aus den Alaunschiefern des Tournai. Diese Phosphoritgerölle an der Basis des Erdbacher Kalkes haben am Nordrand des Schiefergebirges weite Verbreitung; darauf hat zuerst H. Paul (1937) hingewiesen, dem wir auch zahlreiche Tatsachen über die Transgression des Erdbacher Kalkes verdanken.

Es ergibt sich die Frage, wieweit in unserer Schichtfolge eine Sedimentationslücke oder Aufarbeitungszone zwischen Liegenden Alaunschiefern und Erdbacher Kalk besteht. In anderen Profilen des Sauerlandes folgt über den entsprechenden Schiefern der Lydit-Horizont des Kulms, der jedoch weitgehend durch Alaunschiefer oder kieselige Schiefer ersetzt sein kann. Daß die geringmächtigen Alaunschiefer unter dem Erdbacher Kalk bei Drewer die Lydite noch mit vertreten, ist also wohl möglich, aber unbewiesen. Man kann auch eine primäre Schichtlücke infolge eines gewissen Meeresrückzuges am Nordrand des Schiefergebirges annehmen. Am wahrscheinlichsten ist jedoch eine Abtragung des Lydit-Horizontes vor der Erdbacher Transgression.

Dafür spricht der Aufschluß im östlichen Teile des Steinbruches. Hier überlagert nämlich der Erdbacher Kalk unter Zwischenschaltung einer ganz geringmächtigen Schieferlage unmittelbar die verschiedenen Oberdevon-Kalke. An seiner Basis sind also Wocklumer und Gattendorfer Stufe und — bis auf geringe Reste — auch die Liegenden Alaunschiefer ausgekeilt.

Das Heraussteigen des marsisch gefalteten Substrates bis an die Liegendgrenze des Erdbacher Kalkes geschieht jedoch so allmählich, daß man nicht von einer „Faltung" sprechen kann. Es liegt hier zwar eine „unconformity". Sie ist aber mit geringen Emersionsvorgängen bzw. schwachen epirogenen Bewegungen hinreichend zu erklären. Keinesfalls darf man in der Diskordanz zwischen dem Visé und dem Oberdevon etwa die „nassauische Phase" (Schindewolf) sehen; denn die eigentliche Faltung ist ja, wie beschrieben, älter. Sie tritt hier nur infolge einer epirogen bedingten Schichtlücke an die Basis des Erdbacher Kalkes heran bzw. wird von diesem angeschnitten (Abb. 1).

Ebenso wenig konnte ja eine „nassauische Faltung" durch Paul im Bergischen Lande wirklich nachgewiesen werden, obwohl auch dort der Erdbacher Kalk in beträchtlichem Ausmaße transgrediert.

Rückschluß betr. nassauische Phase

Wir können heute wohl mit Bestimmtheit sagen, daß die Transgression des Visé am Nordrand des Schiefergebirges epirogen be-

dingt ist durch Zurückweichen und Wiedervordringen des Meeres am Rande des Nordatlantischen Kontinentes bzw. des Brabanter Massives. Im südlichen Teil des Schiefergebirges, in der Lahn- und Dill-Mulde, wo die Erdbacher Transgression ebenfalls deutlich ausgeprägt ist, liegen die Verhältnisse vermutlich ähnlich. Auch dort scheint es sich nicht um eine dem Visé unmittelbar vorausgegangene Orogenese zu handeln, sondern um epirogene Bewegungen, die mit der Heraushebung des bretonischen — marsisch gefalteten — Gebirges weiter im Süden zusammenhängen.

Bewiesen scheint uns von den bretonischen Faltungen im Schiefergebirge (ebenso wie im Harz) bisher nur die marsische Phase zu sein.

Kieselkalk

Der Erdbacher Kalk bildet die Basis des Kieselkalk-Horizontes, der im Warsteiner Gebiet gegenüber den benachbarten Teilen des Gebirges etwas abweichend entwickelt ist. Denn hier herrschen schwarze und dunkelgrau gebänderte kalkig-kieselige Schiefer stark vor, während dickere Kieselkalk-Bänke in reineren Bankfolgen zurücktreten. Daher ist es nicht verwunderlich, wenn die Kieselkalk-Folge bei Warstein und Belecke vielfach verkannt und mit dem Lydithorizont verwechselt wurde. Die auffälligen grauen, dunkelgeflammten Kieselkalke sind jedoch für die Warsteiner „Kieselschiefer" sehr bezeichnend, während echte schwarze Lydite ebenso zurücktreten wie auch sonst im Kieselkalk-Horizont.

Bei Drewer ist der Kieselkalk in einer Mächtigkeit von rund 30 m aufgeschlossen. Er liegt ebenso wie die übrigen Schichten im Hangenden der marsischen Diskordanz flach. Das Streichen wechselt zwischen N 75 und 90° O, das Einfallen geht mit 20—25° nordwärts. Im Gegensatz dazu streichen die Kalke unter der Diskordanz weit nördlicher, nämlich NO bis NNO. Wegen der intensiven Spezialtektonik ist das Generalstreichen der marsischen Faltung schwer festzulegen. Die deutliche Abweichung nach Norden gegenüber den postkulmischen Falten ist jedoch außer Zweifel. Bemerkenswert ist die deutlich ausgeprägte NW-Vergenz der marsischen Falten (vgl. Taf. 20).

Zusammenfassung

Für den östlichen Steinbruch Drewer ergibt sich folgendes Profil:

	Kulm-Kieselkalk, an der Basis Erdbacher Kalk	Visé
	----- Transgression ---------	
Flachliegende Serie	Alaunschiefer mit Phosphoriten Graue Schiefer Hangenberg-Kalk (Gattendorf)	Tournai
	Hangenberg-Schiefer (Wocklum) Wocklumer Kalk	Oberdevon
Diskordanz	~~~~ Marsische Faltung ~~~~	
Stark gefaltete Serie	Dasberg-Kalk Enkeberger Kalk Adorfer-Stufe	Oberdevon

Dieses Profil zeigt trotz der marsischen Diskordanz und trotz der Transgression des Erdbacher Kalkes nur sehr geringe Schichtlücken.

Westlicher Steinbruch

Diskordanz

Der westliche Steinbruch zeigt sehr deutlich die Schwierigkeit, bei unvollkommener Schichtfolge eine Diskordanz richtig einzustufen. Auch hier liegt — ähnlich wie stellenweise im Ostbruch — über gefalteten Oberdevon-Kalken bis einschließlich Dasberg die fast ungestörte Kulm-Serie. Der Schluß, es bestünde hier eine unmittelbar vor dem Kulm stattgefundene Faltung, würde also sehr nahe liegen, wenn nicht der östliche Steinbruch Klarheit geschaffen hätte.

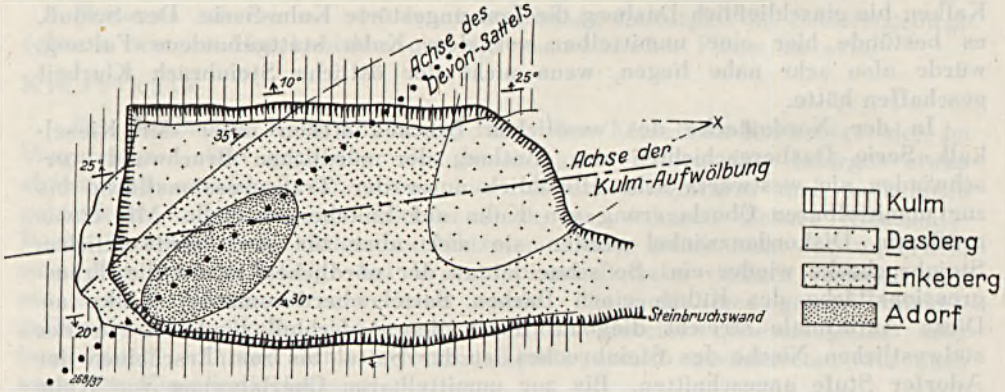
In der Nordostecke des westlichen Bruches stehen unter der Kieselkalk-Serie Dasbergschichten an. Entlang der nördlichen Bruchwand verschwinden sie westwärts sehr allmählich unter der Transgressionsfläche bis zur unmittelbaren Überlagerung von Kulm auf Enkeberger Kalk. Mit etwas größerem Diskordanzwinkel stellen sie sich aber bis zur nordwestlichen Steinbruchecke wieder ein. So schneidet an der nördlichen Wand die Transgressionsfläche des Kulms einen flachen Sattel oberdevonischer Kalke an. Diese Antiklinale streicht diagonal durch den Aufschluß hindurch. In der südwestlichen Nische des Steinbruches ist der Sattel bis zum Erscheinen der Adorfer Stufe angeschnitten. Bis zur unmittelbaren Überlagerung von Kulm auf Adorfer Schichten fehlen nur wenige Meter. Hier ist die Diskordanz selbst schwer zugänglich; ein besonders gutes Bild gewinnt man dagegen von dem Ost- bzw. Nordrand des Steinbruches (vgl. Abb. 2).

Die Achse des Devonsattels verläuft in Richtung N 40° O. Die Kulmserie darüber ist ebenfalls schwach aufgewölbt, beachtlicherweise in dem abweichenden Streichen von N 80° O. Auch hier liegt also das ältere Streichen, die Strukturen der marsischen Phase, nordwärts gedreht gegenüber der postkulmischen Faltung — entsprechend den Verhältnissen im östlichen Steinbruch (s. S. 264). Vgl. den in Abb. 2 dargestellten Grundriß.

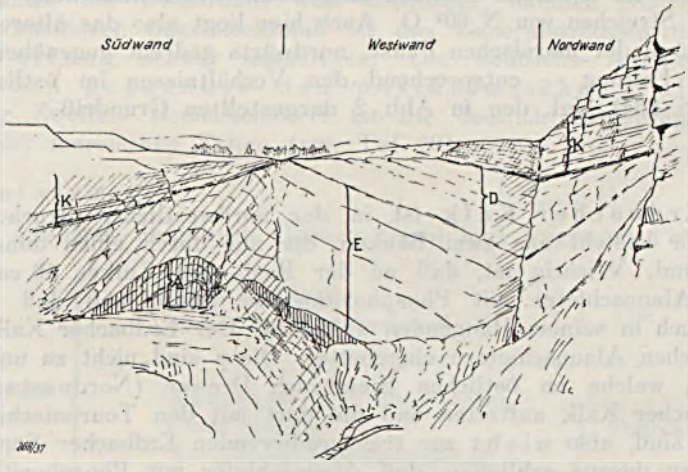
Kulm

Der Erdbacher Kalk ist in der nordwestlichen Bruchecke 60 cm mächtig. Er besteht aus zwei Bänken, die nur durch einen dünnen Besteg getrennt sind. Wichtig ist, daß an der Basis des Kalkes 50 cm mächtige kieselige Alaunschiefer mit Phosphoritknollen liegen und daß ebensolche Schiefer auch in seinem Hangenden auftreten. Der Erdbacher Kalk erscheint somit zwischen Alaunschiefern eingebettet. Diese sind nicht zu unterscheiden von denen, welche im östlichen Steinbruch Drewer (Nordwestwand) unter dem Erdbacher Kalk auftreten und die dort mit den Tournaischiefern innig verbunden sind, also nicht zur transgredierenden Erdbacher Serie gehören. Wir müssen daraus schließen, daß Alaunschiefer mit Phosphoritknollen sowohl im Obertournai als auch im Visé auftreten, daß sie örtlich schnell auskeilen können und daher häufig an der Basis der transgredierenden Erdbacher Schichten ganz fehlen. Sie sind also nicht an das Transgressionsniveau gebunden und stellen daher auch nicht eine Art fazieller Vertretung von Basalkonglomeraten dar, wie Schindewolf annahm (1926, S. 119). Immerhin leiten sie wohl häufig einen neuen Sedimentationszyklus ein.

Der Kieselkalk des westlichen Steinbruches Drewer besitzt reichlich eingelagerte schwarze Geodenschiefer, die ± alaunschieferartig entwickelt sind. Auch echte Lydite sind in einzelnen Bänkchen eingeschaltet. Von besonderem Interesse sind aber glimmerreiche, sandig erscheinende grünlichgraue Lagen, die außerordentlich an die Glastuffe im Kulm der Waldecker Hauptmulde (z. B. Flechtdorf) erinnern.



a) Grundriß: Bretonisch gefaltetes Oberdevon; Sattel mit NNO-Verlauf. Postkulmische Aufwölbung ONO streichend. × Blickpunkt für Skizze b.



b) Ansicht des westlichen Steinbruch-Teiles: Diskordanz (marsischen Alters) unter dem transgredierenden Kulm.

Abb. 2. Transgression des Visé über marsischer Faltung. Westlicher Provinzial-Steinbruch bei Drewer.

Vergleich der Steinbrüche Drewer

Bei einem Vergleich des westlichen Steinbruches mit dem östlichen Bruch von Drewer stellen wir fest, daß der Erdbacher Kalk teils unmittelbar über marsisch gefaltete Oberdevon-Kalke übergreift, teils über Tournai-Schiefern und -Kalken liegt, welche die Lücke zwischen der marsischen Faltungsdiskordanz und der Visé-Transgression nahezu vollständig ausfüllen. Die fazielle Entwicklung des Wocklumer Kalkes, der Hangenberg-Schiefer und des Gattendorfer Kalkes ist durchaus die gleiche wie in entsprechenden Schwellengebieten des Sauerlandes. Wir müssen daher annehmen, daß diese Sedimente in einem einheitlichen Meeresraume abgelagert worden sind. Das setzt voraus, daß bei Drewer (und ebenso bei Warstein) die marsische Faltung keinen nennenswerten Rückzug des Meeres verursacht hat, sondern höchstens eine kurzfristige Trockenlegung. In der Wocklumer und Gattendorfer Zeit muß normale marine Sedimentation im Warsteiner Gebiet geherrscht haben, zum mindesten teilweise auch noch während des Obertournai.

Frühestens im Obertournai setzte ein Meeresrückzug ein, der zur Trockenlegung eines Küstenstreifens am Nordrande des heutigen Sauerlandes oder wenigstens doch zu gewissen Abrasionen führte. Dieser Abtragung, die der Erdbacher Transgression entweder unmittelbar vorausging oder mit ihr zusammenhing, fielen die jung-oberdevonischen und tief-unterkarbonischen Sedimente des Warsteiner Gebietes zum Opfer — bis auf geringe Zeugenreste. Und allein diese Reste, wie sie uns zufällig in den guten Aufschlüssen von Drewer zugänglich sind, geben uns die Möglichkeit, das wirkliche Alter der Bewegungen festzustellen. Sie ermächtigen uns, Rückschlüsse zu ziehen auf Gebiete mit weniger vollständigen Beobachtungsmöglichkeiten.

Belecke

Hinter dem „Kaiser Heinrichs-Bad" ist an der alten Steinbruchswand das Profil aufgeschlossen, das H. Schmidt beschrieben und abgebildet hat (1921, S. 296 u. 311, Fig. 1). Die transgredierenden Erdbacher Schichten liegen hier fast söhlig über steil, z. T. senkrecht aufgefaltetem Oberdevon. Etwas schematisiert ist das Gesamtbild der Felswand in Abb. 3 dargestellt.

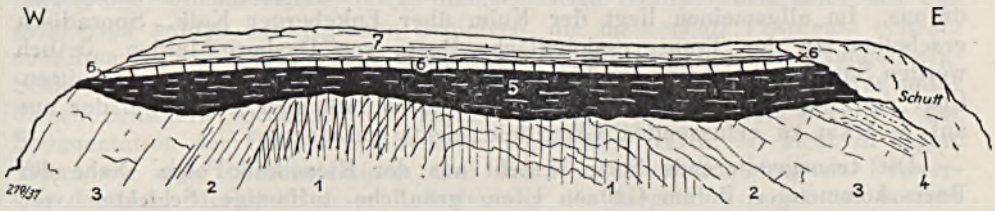


Abb. 3. Marsische Diskordanz bei Belecke. Profilskizze der nördlichen Steinbruchswand hinter dem Badehause der Kaiser-Heinrich-Quelle.

1 Flinzschiefer und Adorfer Kalk, 2 Cypridinenschiefer, 3 Enkeberger Kalk, 4 Dasberg-Kalk (Oberdevon verkieselt); darüber marsische Diskordanz, 5 Schiefer im Liegenden des Erdbacher Kalkes, 6 Erdbacher Kalk, 7 Kulm-Kieselkalk. — Länge des Profils etwa 80 m.

Das Faltenbild unter der Diskordanz ist danach ganz ähnlich wie bei Drewer. Die Falten im Devon streichen stark wechselnd in Richtung N bis O, im Mittel NO bis NNO, die Kulmschichten dagegen streichen recht gleichmäßig etwa W—O bei flachem Nordfallen.

Die übergreifende Serie gliedert sich nach H. Schmidt folgendermaßen:

Dünnschichtige Kieselkalke und Kieselkalkschiefer	2,0 m
Erdbacher Kalk	0,2—0,7 m
Dunkelgraue Grauwackenschiefer	2,0 m
Dunkelgraue Schiefer mit Phosphoritgeoden	1,0 m
Alaunschiefer mit Phosphoritknollen	1,0 m

Während bei Drewer die Schiefer im Liegenden des Erdbacher Kalkes, soweit sie zur transgredierenden Serie gehören, 0—40 cm mächtig sind, zeigen sie bei Belecke ein Anschwellen auf 4 m und gleichzeitig eine petrographisch wechselvollere Zusammensetzung. Jedenfalls haben wir keinen Anhalt dafür, daß die Schiefer im Liegenden des Erdbacher Kalkes von Belecke etwa den Obertournai-Schiefern von Drewer (im Liegenden der Transgression) entsprechen könnten.

Die Mächtigkeit des Kieselkalk-Horizontes bei Belecke ist gering und dürfte nur etwa 30 m betragen. An der hangenden Grenze findet ein Übergang in Posidonienschiefer (einige Meter) statt; dann folgen die normalen „Kulmtonschiefer", die bereits namurisch sein dürften. Ganz abgesehen von der petrographischen Zusammensetzung ergibt sich auch aus dieser Schichtfolge ganz eindeutig, daß die Kieselschiefer von Belecke nicht dem Lydit- sondern dem Kieselkalk-Horizont des Sauerlandes entsprechen. Faunistisch ist dieser Beweis einstweilen nicht zu führen, da wir bisher verwertbare Faunen aus dem Lydithorizont nicht kennen.

Kahlenbergs-Köpfe

Im Bereich der Kahlenbergs-Köpfe taucht das Devon des Warsteiner Sattels westwärts unter das Karbon ab. Bei der Kartierung ergab sich hier ebenfalls ein Übergreifen der Kieselkalke über verschiedene Stufen des Oberdevons. Im allgemeinen liegt der Kulm über Enkeberger Kalk. Sporadisch erscheinen an der Transgressionsfläche Reste von Dasberg-Mulden. Örtlich werden Sättel von Cypridinenschiefern durch die Kieselkalk-Basis angeschnitten. Über den Verlauf der vorkulmischen Strukturen läßt sich jedoch bei der nur auf 3—4 km zu erfassenden Grenzlinie nichts aussagen.

Die transgredierende Serie besteht aus der Kieselkalk-Folge. Nahe der Basis kommen, z. B. am Grünen Ufer, grünliche tuffartige Schichten vor; der Erdbacher Kalk ist im allgemeinen nicht nachweisbar. Vielleicht können aber einige gelbgrau schaumig verwitternde Kalkbänke von 10—20 cm Stärke am Südhang des Kahlenberges als seine Vertretung gelten. In der Kieselkalk-Folge wechseln Teile überwiegender Kieselkalke mit solchen vorherrschender Lydite miteinander ab. Im ganzen ist die Serie — besonders im südlichen Teil der Kahlenbergs-Köpfe — sowohl kalkiger als auch, mit rund 50 m, mächtiger als bei Belecke.

Bereich der Grube David

Der Erdbacher Kalk scheint als solcher hier nicht entwickelt, sondern durch gebänderte Kieselkalke und Kieselkalkschiefer vertreten zu sein. Diese Kulmgesteine liegen scharf diskordant über stark gefalteten Enkeberg- und Dasberg-Kalken, örtlich sogar über Cypridinenschiefern (z. T. Adorfer Stufe). In den Grubenaufschlüssen kommt die Diskordanz deutlich zum Ausdruck. Über Tage erscheinen häufig flachliegende Kulm-Lappen über dem intensiv gestörten Oberdevon. Die hier sehr kräftige postkulmische Faltung führte dann zu einer starken Verschuppung der gesamten Schichtserie, so daß heute recht verwickelte tektonische Strukturen vorliegen. (Wir werden an anderer Stelle darauf näher eingehen.)

Scheibenstand im Bilstein-Tal

Das Oberdevon schließt mit stark verkieselten Knollenkalken der Dasberg-Stufe ab. Anscheinend ohne wesentliche Winkeldiskordanz werden sie von Erdbacher Schichten unmittelbar überlagert. Diese streichen N 50° O und fallen mit 25° südöstlich ein. Die transgredierende Serie beginnt mit drei Kieselkalkbänken, die in hellgrüne tuffige Schiefer mit einzelnen Phosphoritgeoden eingebettet sind. Darüber folgen dünnschichtige Kieselkalke und Kieselkalk-Schiefer in normaler Entwicklung.

Steinbruch am Eulenspiegel bei Kallenhardt

Im Steinbruch selbst bilden hellblaugraue, dickbankige, massig geschichtete, ± kramenzelige Enkeberger Kalke im Hangenden von dunklen Adorfer Kalken einen flachen Sattel. Über den etwa 15 m mächtigen Enkeberger Kalken folgen in normaler Ausbildung etwa 6 m Dasberg-Schichten in Form von hellen, wohlgeschichteten Kalkknollenschiefern bzw. Knollenkalken. Am Zugangsweg zum Steinbruch ist das Profil aufgeschlossen, welches H. Schmidt (1921, S. 304, Fig. 2) abbildet, aber anders auffaßt als wir.

Zunächst liegen nahe dem Steinbruch im Zugangswege über dem Dasberg-Kalk in ähnlicher Lagerung — also wohl ohne erhebliche Faltungsdiskordanz — feinkörnige, glimmerreiche, feste, dünnschichtige Grauwackenschiefer mit eingelagerten milden dunkelgrauen Schiefern, die massenhaft *Posidonia venusta* enthalten. Diese etwa 4 m mächtigen Schiefer dürften als Hangenberg-Schiefer anzusprechen sein. Ob der Wocklumer Kalk, der bei Drewer unter diesen Schiefern vorhanden ist, am Eulenspiegel primär fehlt oder vor der Sedimentation der Hangenberg-Schiefer abgetragen wurde, ist nicht zu sagen. Wenn wir aber berücksichtigen, daß die Hangenberg-Schiefer von Drewer-Ost deutliche Merkmale einer Aufarbeitung des Liegenden zeigen, so besteht zum mindesten die Möglichkeit, daß auch der Wocklumer Kalk am Eulenspiegel ursprünglich sedimentiert worden ist.

Die Hangenberg-Schiefer und die unter ihnen folgenden Dasberg-Schichten werden im Zugangswege durch eine senkrechte Ost—West-Verwerfung abgeschnitten, an der hangende Schichten abgesunken sind. Im Süden der Störung stehen gebänderte Kieselkalke und Kieselkalkschiefer in flacher Lagerung an; im unteren Teil sind sie besonders schieferreich. H. Schmidt

bezeichnet sie als „Bänderschiefer der Phillipsienbank", also als Äquivalent des Erdbacher Kalkes von Drewer-Belecke. Das ist u. E. aber nicht sicher. Nach unten gehen die Kieselkalkschiefer allmählich über in etwa 50 cm mächtige Alaunschiefer und Tonschiefer mit unregelmäßigen Phosphoritknollen und ebensolchen handtellerförmigen Geoden. Darunter liegt eine 80 cm dicke Bank graublauen dichten Kalkes mit spärlichen Krinoidenstielgliedern, die H. Schmidt als Dasberg anspricht. Der petrographische Charakter ist aber anders. Wir vermuten darin den Erdbacher Kalk.

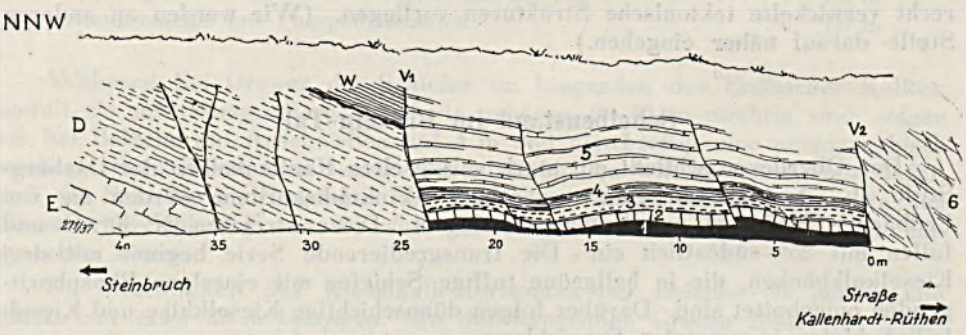


Abb. 4. Steinbruch am Eulenspiegel bei Kallenhardt. Profil des Zufahrtsweges; etwas schematisch.

E = Enkeberg-Kalk, D = Dasberg-Kalk; darüber marsische Transgression, W = Hangenberg-Schiefer (Wocklumer Stufe); 1 Ton- und Alaunschiefer, 2 Erdbacher Kalk, 3 Geodenschiefer, 4 Gebänderte Kieselkalkschiefer, 5 Kulm-Kieselkalk, 6 „Kulmtonschiefer" (Namur).

Unter dieser Kalkbank folgen etwa 80 cm schwarze Ton- und Alaunschiefer ohne Phosphoritknollen, dann wieder eine Kalkbank von Erdbacher Typus.

Kleine Störungen, Verknetungen und Schuppungen sind in dieser Wechsellagerung von Schiefern und Kalken zweifellos im Sinne von H. Schmidt vorhanden, doch anscheinend in geringerem Ausmaß. Wir stellen daher eine Deutung des Profiles zur Erörterung, wie sie in Abb. 4 gegeben wurde.

Ergebnisse

1. Im Warsteiner Gebiet hat nur eine bretonische Faltung stattgefunden.
2. Diese Faltung liegt bei Drewer eindeutig zwischen Dasberg- und Wocklumer Stufe. Sie dürfte also das gleiche Alter besitzen wie die Vor-Oberdasberg-Orogenese des Gebietes zwischen Iserlohn und Berleburg. Sie gehört der marsischen Phase an.
3. Örtlich schuf die Bewegung intensive Spezialfalten. Sie streichen im allgemeinen NNO, also wesentlich nördlicher als die karbonischen Falten. Die Vergenz geht bereits nach NNW. An anderen Stellen war die marsische Faltungsintensität gering.

4. Die der Faltung folgende Abtragung war unbedeutend. Nach den Resten von Wocklumer Kalk, Hangenberg-Schiefern, Gattendorfer Kalk und Obertournai-Schiefern in normaler sauerländischer Schwellenfazies ist eine längere Unterbrechung der Sedimentation unwahrscheinlich. Vielmehr muß das Warsteiner Gebiet auch nach der Faltung unter dem Meeresspiegel gelegen haben.

5. Gerölle verschiedener Oberdevon-Gesteine an der Basis der Hangenberg-Schiefer lassen gewisse Aufarbeitungen nach der Sedimentation des Wocklumer Kalkes erkennen. Die Festlegung der Diskordanz unter dem Wocklumer Kalk wird dadurch jedoch nicht beeinträchtigt. Denn die Lücke unter dem Hangenberg-Schiefer entspricht nicht der Faltungszeit, wie man bisher angenommen hatte.

6. Nach der Sedimentation der Obertournai-Schiefer fand eine stärkere Abtragung statt; sie war vermutlich mit einem geringen Rückzug des Meeres verbunden. Dabei wurden die meisten Sedimente im Hangenden der marsischen Diskordanz zerstört.

7. Eine „nassauische Faltung" wird dadurch nur vorgetäuscht. Vielmehr erfolgte die durch epirogene Bewegungen eingeleitete Visé-Transgression des Erdbacher Kalkes über dem schon marsisch gefalteten Untergrunde.

8. Der Erdbacher Kalk bildet die Basis des Kulm-Kieselkalk-Horizontes der im Warsteiner Gebiet schiefriger entwickelt ist als im übrigen Sauerland. Bänke von Erdbacher Kalk liegen als örtliche Fazies mit wechselnder Mächtigkeit im unteren Teil des Kieselkalkes; sie werden häufig durch gebänderte Kieselkalkschiefer vertreten.

9. Alaunschiefer mit Phosphoritknollen sind nicht als fazielle Vertretung von Transgressionskonglomeraten anzusehen. Derartige Schiefer kommen vielmehr sowohl im Tournai als auch im Visé und Namur vor; sie zeigen vielfache Übergänge in andere Gesteine im Liegenden wie im Hangenden.

10. Die jüngere, karbonische Orogenese schuf ostnordöstlich streichende Falten, welche die marsischen Strukturen unter einem spitzen Winkel überschneiden. Diese späteren Verschuppungen der diskordanten Serie führten besonders im Südwest-Teil des Warsteiner Sattels zu örtlich recht verwickelten tektonischen Verhältnissen.

Schriften

Denckmann, A.: Zur Stratigraphie des Oberdevon im Kellerwalde und in einigen benachbarten Devon-Gebieten. — Ds. Jb. f. 1894, S. 8—64, Berlin 1895.

Gallwitz, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen an der Devon-Carbongrenze des Sauerlandes. — Ds. Jb., **48**, S. 487—527, Berlin 1927.

Paeckelmann, W.: Das Devon und Carbon der Umgebung von Balve i. Westf. — Ds. Jb., **44**, S. 51—97, Berlin 1924.

— : Über Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik im Devon des Sauerlandes. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, S. 590—598, Berlin 1930.

— : Faziesstudien im Devon und Unterkarbon der Attendorn-Elsper Doppelmulde des Sauerlandes. — Ds. Jb., **58**, S. 82—104, Berlin 1937.

Paeckelmann, W. & Schindewolf, O. H.: Die Devon—Karbon-Grenze. — Compte Rendu, 2. Congr. pour l'avancement des études de stratigraphie carbonifère, Heerlen 1935. II, Maestricht 1937.

Paul, H.: Die Transgression der Visé-Stufe am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **179**, Berlin 1937.

Reich, H.: Über ein Vorkommen von transgredierendem Oberdevon am Ostrand des rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, M.-Ber., S. 16 bis 32, Berlin 1926.

Schmidt, H.: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. — Ds. Jb., **41**, I, S. 254—339, Berlin 1921.

— : Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbon-Grenze im Sauerland. — Ds. Jb., **44**, S. 98—171, Berlin 1924.

Schindewolf, O. H.: Über Fossley, Étroeungt und verwandte Fragen. — Cbl. f. Min., Jg. 1923, S. 214—221 und 246—254, Stuttgart 1923.

— : Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze in Deutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, S. 88—133, Berlin 1926.

Weber, H.: Das Oberdevon der Attendorn-Elsper Doppelmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 537—574, Berlin 1934.

Wedekind, R.: Über Transgressionen im Oberdevon. — Jber. niedersächs. geol. Ver., **7**, S. 34—47, Hannover 1914.

Urschrift eingereicht am 24. Mai 1937
Druckauftrag erteilt am 21. Oktober 1937

Zur Entstehung des Laacher Sees

Von Wilhelm Ahrens, Berlin

Im Winter 1936—1937 wurde zur Wasserversorgung des Hotels Waldfrieden am Nordrand des Laacher Sees, innerhalb des Kessels, eine Bohrung niedergebracht, deren wissenschaftliches Ergebnis ein bezeichnendes Licht auf die Entstehung des Sees wirft. Eine kurze Darstellung, vor allem zur Ergänzung der Erläuterungen zu Blatt Burgbrohl, erscheint daher angebracht [1]).

Die Bohrstelle liegt in Jagen 34, 300 m südsüdwestlich von der Gabelung der Straßen Maria Laach — Wassenach — Brohl und Maria Laach — Nickenich — Andernach, 100 m vom Ufer entfernt und rd. 14 m über dem Seespiegel. Es wurden folgende Schichten durchsunken (bis 15,5 m Schacht, dann Bohrung):

6,50 m	lockerer oder stellenweise schwach verfestigter „Sand" verschiedener Körnung, der in etwa 5 m Tiefe Kohlensäure führte; grauer Trachyttuff, wohl auf ursprünglicher Lagerstätte;
0,50 m	Lehm;
13,50 m	Ton (weißlich grau, grau gelblich, auch schwach rosa u. ä.); stellenweise feinsandig;
2,00 m	Schluffsand und Feinsand;
2,50 m	Sand, z. T. auch Grobsand und Kies.
25,00 m	

Die Schichtenfolge ist klar. Der graue Trachyttuff dürfte auf ursprünglicher Lagerstätte liegen, vielleicht abgesehen von den obersten Teilen. Ich habe zwar den Schacht nicht mehr offen gesehen, halte aber an dieser Stelle und in dieser Mächtigkeit Abschlämmassen oder gar Seeablagerungen für unwahrscheinlich. Allein nach den Aushubmassen ist die Unterscheidung allerdings schwierig, da auch das umgelagerte Material hier natürlich ausschließlich aus grauem Trachyttuff besteht.

Unter einem Rest von Lößlehm folgen dann tertiäre Schichten. Der Ton gleicht dem am Nordostufer aufgeschlossenen und ist den oligozänen Arenberger Schichten zuzurechnen. Die Gerölle in dem liegenden Sand bestehen fast ausschließlich aus Quarz; sie sind gut gerollt, meistens bis 1 cm und nur vereinzelt 2—3 cm groß. Daneben treten selten schwarze und noch seltener graue Lydite auf. Das „lichtgraue Leitgeschiebe" Mordziol's aus den Vallendarschichten konnte ich ebenso wenig wie andere charakteristische Gerölle entdecken. Die Feinsand-, Sand- und Geröllagen gehören ebenfalls

1) Ich erfuhr von der Bohrung durch Herrn Dipl.-Ing. F. X. Michels in Niedermendig. Herr Hotelbesitzer Lichtfers stellte mir die Proben zur Verfügung und gab mir bereitwilligst die nötigen Auskünfte. Beiden Herren möchte ich hier meinen besten Dank aussprechen.

in die Arenberger Schichten und sind in ganz derselben Ausbildung, auch zusammen mit Ton, am Herchenberg (5 km nordnordwestlich vom Laacher See) entwickelt.

Völlig gleiche Gerölle sind seit langem beiderseits (vor allem östlich) der Mündung des kleinen Tales in der Mitte der Nordseite des Laacher Kessels bekannt, etwa 350 m südsüdöstlich der Straßengabelung Maria Laach — Wassenach und Maria Laach — Nickenich[2]). Das Profil der Bohrung zeigt, daß es sich bei diesen Geröllen nicht, wie ich 1928, S. 351, vermutete, um Reste einer Kieseloolithterrasse handelt, sondern um oligozäne Sande und Kiese. Auch die bekannten glasierten Gerölle in den Schlacken des Laacher Kopfes an der Westseite des Sees sind danach mit großer Wahrscheinlichkeit als oligozän anzusehen. Die auf der geologischen Karte, Blatt Burgbrohl, als Reste der Kieseloolithterrasse angegebenen einzelnen Gerölle über dem Ton an der Nordostseite des Sees sind wohl auch nur Einlagerungen in Arenberger Schichten. Allerdings wird die Kieseloolithterrasse von Osten her bis nahe an den See herangehen.

Noch wichtiger ist die auffallend tiefe Lage des Tertiärs. Der Laacher See liegt in einem tektonischen Hochgebiet, dem Andernacher Riegel, der aus dem Gebiet westlich des Sees nach ONO vorspringt[3]). Er begrenzt das Neuwieder Becken bzw. dessen westliche Fortsetzung, die bis Mayen reichende Pellenzsenke, im Norden und bildet gleichzeitig den Südrand eines wesentlich kleineren, aber ähnlich gebauten Einbruchsbeckens im mittleren Brohltal. Die Unterschiede in der tektonischen Höhenlage lassen sich aus der Höhe der Unterfläche des Tertiärs bzw. der Lage der voroligozänen Landoberfläche ungefähr berechnen. Am Laacher See (Nordostufer) liegt das Tertiär mindestens in 310 m über NN; daraus ergibt sich für die Umgebung des Bahnhofs Niedermendig (Neuwieder Becken bzw. Pellenzsenke) eine Absenkung von etwa 160 m, für das mittlere Brohltal von 95 m.

Die Hauptabsenkung erfolgt im Süden an eng zusammenliegenden Staffelbrüchen schon etwa 800—1000 m südlich des Sees, während das Hochgebiet im Norden etwas weiter reichen dürfte. Genaueres ist natürlich wegen der dichten Tuffbedeckung schwer festzustellen.

Die tektonisch hohe Lage der näheren Umgebung des Laacher Sees folgt also aus der Höhe der Auflagerungsfläche der tertiären Schichten über dem Devon an der Nordostseite (mindestens 310 m über NN). Diese Fläche steigt nach NO sehr rasch noch weiter an. Für den Südwesten des Kessels (Umgebung des Laacher Kopfes) folgt aus der Höhe der Auflagerungsfläche der diluvialen vulkanischen Bildungen eine mindestens gleiche Höhenlage. Nach der neuen Wasserbohrung am Nordufer liegt aber die Unterfläche des Tertiärs unter 265 m (Höhe des Seespiegels 275,5 über NN). Da das Liegende noch nicht erreicht wurde, ist also mit einer Mindestabsenkung von 50 m gegenüber dem Nordostufer des Sees zu rechnen. Auch die tiefe

2) Vgl. hierzu Ahrens, W.: Die Entstehung des Laacher Sees und die Ausbruchsstelle der weißen Bimssteine des Neuwieder Beckens. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1928, **49**, S. 339—369.

3) Vgl. Ahrens, W.: Erläuterungen zu Blatt Burgbrohl, S. 16; zu Blatt Mayen, S. 16—17. — Diese Fragen werden in einer demnächst erscheinenden Arbeit über die Tektonik des Neuwieder Beckens und seiner Randgebiete ausführlicher behandelt.

Lage des z. T. von Basalttuff bedeckten Tones und der Gerölle an der Mündung des Tälchens an der Nordseite beruht wohl nicht nur auf Rutschungen, die allerdings, wie schon die Oberflächenformen zeigen, nicht selten vorgekommen sind. Das Tertiär wird hier ursprünglich auf etwa 290 bis 300 m gelegen haben. Das bedeutet, daß wir am Nordrand des Sees, innerhalb des Kessels, eine ungewöhnlich tiefe Lage der alten Landoberfläche vor uns haben.

Die genaue Ausdehnung dieser tief gelegenen Scholle ist schwer feststellbar. Nach Osten dürfte sie, wenn auch nicht zusammenhängend, sondern in Staffeln zerbrochen, bis zu der Mündung des Tälchens an der Nordseite reichen, also eine West—Ost-Ausdehnung von mindestens 300 m haben. Nach Norden reicht sie nicht weit. Denn die Quelle etwas weiter oberhalb in dem Tälchen (Höhenlage rd. 310 über NN) zeigt, daß die Landoberfläche hier schon wieder etwa in der normalen Höhe liegt. Der Rücken, auf dem das Hotel Waldfrieden steht, also die eigentliche Nordumwallung, wird sicher unter den diluvialen und alluvialen vulkanischen Massen von Devon, mit Resten von Tertiär gebildet. Am Nordrand des Veitskopfes liegen einzelne abgerutschte Blöcke von Tertiärquarzit in 300—310 m über NN.

Die tiefe Lage dieser tertiärbedeckten kleinen Scholle hängt mit der Entstehung des Laacher Sees zusammen. — Der Laacher Kessel bildete sich durch die Eruption der alluvialen Trachyttuffe. Daß schon die weißen Bimssteine in diesem Raum ausgebrochen sind, ist zwar schwer mit völliger Sicherheit nachzuweisen, aber immerhin sehr wahrscheinlich. Auf jeden Fall erfolgten hier die Ausbrüche der grauen Trachyttuffe, deren Lagerung und petrographische Beschaffenheit darauf hinweist, daß wir mit mehreren, vielleicht sogar mit zahlreichen Ausbrüchen zu rechnen haben.

Durch die Förderung der ungeheuren Massen trachytischen Auswurfmaterials entstanden Hohlräume. Infolgedessen „fanden zweifellos bedeutende randliche Einbrüche statt, die für das jetzige Bild wesentlich verantwortlich sind“ (Erl. zu Blatt Burgbrohl, S. 29).

Da innerhalb des Laacher Kessels Aufschlüsse, die unter die Seeablagerungen oder die Trachyttuffe hinabreichten, bisher nicht gemacht oder jedenfalls nicht bekannt geworden sind, war es auch nicht möglich, solche vulkano-tektonisch abgesenkten Schollen nachzuweisen. Dies ist durch die Wasserbohrung Waldfrieden erstmalig gelungen. Die hier festgestellte tief gelegene Scholle ist nach den ersten Eruptionen eingebrochen, wurde aber später noch von grauen Trachyttuffen bedeckt. Der vulkano-tektonische Einbruch erfolgte also während der Ausbruchsperiode.

Zusammenfassung

Durch eine Bohrung wurde am Nordufer des Laacher Sees eine kleine, mindestens 50 m tief eingebrochene, tertiärbedeckte Scholle festgestellt. Sie verdankt ihre Entstehung vulkano-tektonischen Einbrüchen während der Förderung der Trachyttuffe.

Urschrift eingegangen am 1. Juli 1937
Druckauftrag erteilt am 19. Oktober 1937

Unterkarbonische Kalkalgen und Calcisphaeren Deutschlands

Von Henry Paul, Essen

Hierzu Tafel 21

Gelegentlich der Untersuchung von Foraminiferen des deutschen Unterkarbons fand Liebus (1932) in einer Anzahl von Dünnschliffen Kalkalgen, die er zu den Gattungen *Mizzia* und *Girvanella* stellte. Letztere Gattung war bisher nur in einem Falle in unterkarbonischen Kalken Deutschlands gefunden worden, nämlich in der Brachiopodenbank des Elsofftales (Hessisches Hinterland), und *Mizzia* gehört einer jungpaläozoischen, wahrscheinlich ausschließlich permischen Dasycladaceengruppe an, die für das Unterkarbon neu gewesen wäre. Bekanntlich ist bisher kein Rest vertizillierter Siphoneen in Schichten des Devons und Unterkarbons aufgefunden worden.

Nach dem Abschluß einer Arbeit über „Algen und Spongiostromen aus dem rheinischen und englischen Kohlenkalk" wurde ich auf die Angaben von Liebus, denen nähere Beschreibung fehlt, aufmerksam, und ich bin der Preußischen Geologischen Landesanstalt sehr zu Dank verpflichtet, daß sie mir das wertvolle und interessante Originalmaterial der erwähnten Foraminiferenarbeit zu eingehenderer Untersuchung anvertraut hat.

Bereits bei der ersten Durchsicht der Dünnschliffe stellte ich fest, daß die von Liebus als *Mizzia* bezeichneten Reste keinesfalls zu dieser Gattung, auch nicht zu den Dasycladaceen überhaupt gehören, sondern zu der in ihrer systematischen Stellung sehr unklaren Gruppe der *Calcisphaerae* im engeren Sinne (= Calcisphères typiques Cayeux), von denen nicht einmal auszumachen ist, ob sie überhaupt pflanzlicher Natur sind. In einigen Fällen gelang es mir nicht einmal, in den Dünnschliffen ein Gebilde aufzufinden, das irgendeine entfernte Ähnlichkeit mit einer *Mizzia* hat. Die Calcisphaeren sollen unten näher behandelt werden; hier möge nur vermerkt sein, daß sie sich von Mizzien außer durch ihre stets bedeutendere Kleinheit durch allseitig geschlossene Kugelgestalt unterscheiden, der gegenüber *Mizzia* eine mehr birnförmige und bipolar geöffnete Gestalt hat, abgesehen von der abweichenden Ausbildung der die Kalkwände durchbrechenden Kanäle.

Anders steht es mit den Girvanellen, die Liebus richtig bestimmt hat. Außerdem sind aber noch die Gattungen *Mitcheldeania* und *Solenopora* vorhanden, die von Liebus nicht erwähnt wurden.

Das Algenmaterial stammt aus verschiedenen Horizonten der Viséstufe Westfalens, Thüringens und Niederschlesiens.

I. Schizophyceae

Girvanella ducii Wethered

1932 Pia, S. 94.
1932 Liebus, S. 148, 151.

1. Dünnschliff L. M. 1.

Fundort: Nordöstlich des Vogelsberges, Blatt Zeulenroda, Ostthüringen.

Horizont: Oolithischer Kalk der mittleren Viséstufe.

2. Dünnschliff L. M. 4.

Fundort: Pörmitzer Kommunikationsweg, nahe bei Geschütz, Blatt Zeulenroda, Ostthüringen.

Horizont: wie vor.

3. Dünnschliff L. M. 17 a.

Fundort: Steinerwald, Forstgrenze gegen Rothwaltersdorf, Blatt Neurode, Niederschlesien.

Horizont: Kalklinsen im Kulmtonschiefer der *Dibunophyllum*-Zone.

Beschreibung:

Dünnschliff L. M. 1. Die Schläuche erfüllen das Fragment eines Knollens, in dem sie regellos miteinander verflochten sind. Die Schläuche haben einen Außendurchmesser von etwa 25 μ. Bifurkation wurde nicht beobachtet.

Dünnschliff L. M. 4. Einige Schlauchfragmente mit dicker dunkler Wand und etwa 25 μ äußerem Durchmesser.

Dünnschliff L. M. 17 a. Neben Schläuchen von 6 μ, die zu *G. staminea* Garwood gehören (siehe unten), kommen solche von 25 μ vor.

Beziehungen:

Pia (1932) hat die Girvanellen des englischen Kohlenkalkes revidiert und gefunden, daß zwei Arten zu unterscheiden sind, die sich in der Dicke der Schlauchzellen unterscheiden. Diese Größenunterschiede sind ganz erheblich (20 bzw. meist 6—7 μ) und Übergänge nicht vorhanden. Unsere vorstehend aufgeführten Exemplare fügen sich der englischen *G. ducii* mit einem Schlauchdurchmesser von 20 μ gut ein.

Girvanella staminea Garwood

1931 Garwood, S. 139; Taf. 13, Fig. 1.
1932 Pia, S. 97.
1932 Liebus, S. 151.

Dünnschliff L. M. 17 a.

Fundort: Steinerwald, Forstgrenze gegen Rothwaltersdorf, Blatt Neurode, Niederschlesien.

Horizont: Kalklinsen im Kulmtonschiefer der *Dibunophyllum*-Zone.

Ein vom Rekristallisationsprozeß etwas angegriffener Phykopseph besteht aus zahlreichen verschlungenen Schläuchen von 6 μ Durchmesser.

Girvanella silesiaca n. sp.

Taf. 21, Fig. 2

1932 Liebus, S. 151.

Dünnschliff L. M. 29.

Fundort und Horizont: wie vor (L. M. 17 a).

Getrennt von *G. liebusi* n. sp. (s. u.) kommt im gleichen Dünnschliff eine knollenbildende *Girvanella* vor, deren Schläuche von erheblichem, 55 bis 65 μ betragendem Durchmesser sind. Die Schläuche sind stark gekrümmt und daher nur auf kurze Entfernung verfolgbar.

Die Art übertrifft in ihrem Schlauchdurchmesser die beiden bekannten englischen Formen ebenso wie alle anderen Arten der Gattung. Ob sie sich aufrecht erhalten lassen wird, müssen spätere Untersuchungen an umfangreicherem Material zeigen.

Girvanella liebusi n. sp.

Taf. 21, Fig. 1

1932 Liebus, S. 160 und 151.

1. Dünnschliff L. M. 29.

Fundort: Steinerwald, Forstgrenze gegen Rothwaltersdorf, Blatt Neurode, Niederschlesien.

Horizont: Kalklinsen im Kulmtonschiefer der *Dibunophyllum*-Zone.

2. Dünnschliff L. M. 30.

Fundort: Steinbruch an der Neudorfer Straße, Blatt Neurode, Niederschlesien.

Horizont: Untere Viséstufe.

Beschreibung:

In beiden Schliffen von verschiedenen Lokalitäten und Horizonten sind langgestreckte, schwach gewellte, in Zügen angeordnete Schläuche häufig, die sich durch konstanten, 20 μ betragenden Durchmesser auszeichnen. Die mehr oder weniger parallelen Züge stehen ziemlich locker, gelegentlich auch dichter.

Die Form bildet also keine Phykopsephen und unterscheidet sich dadurch grundsätzlich von den übrigen Girvanellen. Immerhin stimmt der Habitus der Einzelschläuche so gut zu dem Bilde einer *Girvanella*, daß ich von einer generischen Trennung absehen möchte. Als wesentlicher Bestandteil der Artdiagnose ist der Durchmesser der Schläuche anzusehen.

Dünnschliff L. M. 11 a.

1932 Liebus, S. 146.

Ich habe nichts auf *Girvanella* Bezügliches feststellen können.

II. Chlorophyceae

? Codiaceae

Mitcheldeania sp.

1932 Liebus, S. 151.

Dünnschliff L. M. 29.

Fundort und Horizont: siehe oben.

Mit *Girvanella liebusi* n. sp. kommt im gleichen Dünnschliff eine *Mitcheldeania* vor, die leider von der Umkristallisation zu stark erfaßt ist, um gesicherte Beobachtungen zu ermöglichen. Anscheinend handelte es sich um eine neue Art.

III. Rhodophyceae

Solenopora similis Paul mscr.

Unter diesem Speziesnamen habe ich in meiner eingangs erwähnten Arbeit eine *Solenopora* beschrieben, die ich in großer Häufigkeit in den Schichten von Comblain-au-Pont einer Lokalität östlich von Aachen fand. Die Art zeichnet sich durch ziemlich konstante Zellbreite von 26 μ aus und unterscheidet sich von meiner in der gleichen Arbeit begründeten *S. velbertiana* durch abweichende Anordnung der Zellquerwände.

Zu *S. similis* möchte ich folgende Stücke stellen:

Dünnschliff L. M. 1.

1932 Liebus, S. 148.

Fundort: Nördlich Vogelsberg, Blatt Zeulenroda, Ostthüringen.

Horizont: Oolithischer Kalk der mittleren Viséstufe.

Ein Thallusfragment besteht aus 25 μ breiten Fäden. Die Zellänge wurde in einem Falle zu 53 μ bestimmt.

Dünnschliff L. M. 29.

1932 Liebus, S. 151.

Fundort: Steinerwald, Forstgrenze gegen Rothwaltersdorf, Blatt Neurode, Niederschlesien.

Horizont: Kalklinsen im Kulmtonschiefer der *Dibunophyllum*-Zone.

Ein kleiner, größtenteils transversal, an der Peripherie schief durchschnittener Thallus. Die polygonalen Zellen haben einen Durchmesser von 25 μ.

Dünnschliff L. M. 29 a.

1932 Liebus, S. 151.

Horizont und Fundort: wie vor.

Die Polygonzellen sind quergeschnitten und haben einen Durchmesser von 20—30 μ, im Mittel 25 μ.

Solenopora sp. ind.

Dünnschliff L. M. 17 a.

1932 Liebus, S. 151.

Fundort und Horizont: wie vor.

Der Schliff enthält einen sehr unzusammenhängenden Thallus einer Alge, die sich von *Solenopora similis* u. a. durch etwas breitere Zellen (gewöhnlich 30 μ, gelegentlich bis zu 42 μ) unterscheidet. Die Querwände sind stark verkalkt und deutlich erkennbar. Sie sind deutlich konkav und folgen in wechselnden Abständen aufeinander (37—80 μ, meist um 40 μ).

Der Thallus bildete keinen zusammenhängenden Knollen sondern war wahrscheinlich blattförmig, nach Art der heutigen Lithophyllen. Solche Wuchsformen kommen auch bei Hypothallen von *Solenopora* nicht vor, so daß man geneigt sein könnte, eine neue Gattung zu errichten. Es scheint mir jedoch, daß pathologische Gründe zu dem kriechenden Wuchs Veranlassung gegeben haben. Der Thallus wird von zahlreichen, nicht sehr regelmäßigen Hohlräumen durchbrochen, die vielleicht Parasiten oder umwachsenen Epöken zum Aufenthalt gedient hatten und vermutlich mit der anormalen Gestalt der Pflanze, die ein Perithall nicht hervorgebracht zu haben scheint, in Zusammenhang zu bringen ist.

Unter diesen Umständen verbietet sich eine artliche Bestimmung bzw. Benennung.

IV. Mikroorganismen incertae sedis

Genus *Granulosphaera* Derville

Taf. 21, Fig. 3 (als Beispiel)

1931 Derville, S. 131 ff.

Es wurde bereits in den Vorbemerkungen zu dieser Arbeit darauf hingewiesen, daß sich die auf Grund der Liebus'schen Angaben gehegte Hoffnung, hier erstmalig eine unterkarbonische Dasycladaceenflora vorführen zu können, leider nicht erfüllt hat.

Derville hat die Calcisphaeren des Kohlenkalkes der Umgebung von Boulogne-sur-Mer eingehend beschrieben. Mit seiner Beschreibung stimmt das mir vorliegende deutsche Material so genau überein, daß ich mich auf eine Wiedergabe des Wichtigsten daraus beschränken kann.

Es sind kleine, in der Regel 0,1 mm nicht übersteigende kugelige Körper mit einem großen inneren Hohlraum, auf den etwa zwei Drittel des Gesamtradius der Kugel kommen. Der aus einem feinkörnigen Calcit bestehende Mantel hat an allen Punkten den gleichen Durchmesser und wird von zahlreichen feinen radialen Kanälen in gleichmäßigem Abstand durchbohrt. Je nach der Orientierung des Schliffes erhält man einen Kreisring mit wechselndem Größenverhältnis von innerem Hohlraum und Kalkmantel. Trifft der Schnitt eine Zone mit Kanälen nicht, so erscheint u. d. M. ein homogener Ring aus feinkörnigem Calcit. Gelegentlich wird dieser Ring durch Einschaltung einer mittleren dichten Zone dreigeteilt.

Gebilde der vorstehend beschriebenen Art finden sich in großer Menge im Dünnschliff L. M. 49, der wie folgt signiert ist: Kohlenkalk. Liegende

Schichten. Burtscheider Wald. Alter Steinbruch. Sammlung Beissel. Nach den an anderer Stelle veröffentlichten Untersuchungen des Verfassers kommt für diese Kalke ein mittelviséisches Alter in Frage.

Die gleichen Kalkhohlkugeln beobachtete ich in folgenden Dünnschliffen:

L. M. 1. Nördlich Vogelsberg, Blatt Zeulenroda, Ostthüringen. Oolith der mittlerer Viséstufe.

L. M. 89. Asbecker Tal, gegenüber dem Beil, Blatt Balve, Sauerland. Kulmplattenkalk der oberen Viséstufe.

L. M. 96. Ostausgang von Wirminghausen, nördlicher Talrand, Blatt Adorf, Sauerland. Kulmtonschiefer der Zone III α.

Die Stellung von *Granulosphaera* im System ist zweifelhaft. Cayeux (1929) hat sich entschieden für ihre Siphoneennatur eingesetzt. Verfasser möchte die Frage der systematischen Stellung dieser und verwandter Gattungen nach dem Vorgange von Derville jedoch noch offen lassen.

Genus *Cytosphaera* Derville

1931 Derville, S. 139.

Neben *Granulosphaera* kommen wie im Boulonnais in dem Dünnschliff vom Burtscheider Wald bei Aachen Kalkhohlkugeln vor, bei denen das Verhältnis von Mantel- und Hohlraumdurchmesser zugunsten dieses in erheblichem Maße verschoben ist. Die Größe ist die gleiche wie bei *Granulosphaera*. Solche Formen sind von Derville als *Cytosphaera cancellata* beschrieben worden.

Die Photographien zu den Abbildungen wurden durch das Entgegenkommen von Herrn Direktor Dr. E. Kahrs im Ruhrlandmuseum der Stadt Essen ausgeführt.

Schrifttum

Cayeux, L.: Les Calcisphères typiques sont des Algues siphonées. — C. R. Acad. Sci. Paris, **188**, no. 9, S. 594—597, Paris 1929.

Derville, H.: Les Marbres du Calcaire carbonifère en Bas-Boulonnais. — Straßburg 1931.

Garwood, E. J.: The Tuedian beds of Northern Cumberland and Roxburghshire east of the Liddel Water. — Q. J. G. S. London, **87**, S. 97. London 1931.

Liebus, A.: Die Foraminiferen des deutschen Unterkarbons. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **141**, S. 133 ff., Berlin 1937.

Pia, J.: Die Girvanellen des englischen Kohlenkalkes. — Akad. Anzeiger Wien, Nr. 11, S. 94—98, Wien 1932.

Urschrift eingegangen am 21. Mai 1937
Druckauftrag erteilt am 21. Oktober 1937

Die Pollenflora der Niederlausitzer Braunkohle, besonders im Profil der Grube Marga bei Senftenberg

Von Friedrich Thiergart, Berlin

Hierzu Tafel 22—30

Inhalt

Seite

Einleitung 282
Zur Geologie des Senftenberger Reviers 283
Die Grube Marga 284
Erhaltung und Widerstandsfähigkeit der Pollen 284
Tertiärpflanzen der Niederlausitz 286
Die Entnahme der Proben 287
Die Aufbereitung der Kohlen 288
Beschreibung der Pollen und Sporen 290
Pollenkonzentration und Häufigkeit der Gattungen in den Schichten des Margaprofils 328
Stratigraphie 329
Vergleich mit anderen Untersuchungsergebnissen 338
Pflanzengeographisches 342
Zusammenfassung 343
Schriften 345
Sachregister 349

Einleitung

Nach Bearbeitung einer ganzen Reihe von Pollenanalysen inter- und postglazialer Ablagerungen habe ich die Pollenanalyse einer tertiären Braunkohle in Angriff genommen. Die fast nur in dem Hundertsatz der Gattungen wechselnde Einförmigkeit der Arten des Diluviums und Alluviums wird im Tertiär durch eine Fülle neuer Formen abgelöst, die in ihrer Mannigfaltigkeit oft genug jeder auch nur annähernden Bestimmung trotzen. Dennoch ist es in den letzten Jahren durch hervorragende Arbeiten von Rudolph, Wodehouse, R. Potonié u. a. gelungen, einige Ordnung in das Gewirr der tertiären Pollenformen zu bringen. So habe auch ich mich in der vorliegenden Arbeit bemüht, dort, wo Unsicherheiten in der Bestimmung herrschten, durch das Studium in Frage kommender rezenter Pollenformen dazu beizutragen, einige der noch bestehenden vielen Unklarheiten zu beseitigen. Durch das liebenswürdige Entgegenkommen des Herrn Dr. Ullrich vom Institut für Bienenkunde in Berlin erhielt ich Einblick in die sehr übersichtliche und reichhaltige Pollen-

sammlung dieses Instituts. Weitere und besonders für das Studium fossiler Pollen wichtige Kenntnisse wurden gewonnen durch die von R. Potonié und C. Willrath angelegte Sammlung durch H_2SO_4 entleerter, rezenter Pollenexinen, deren Sammlung ich noch durch weitere, nach dem Erdtman'schen Verfahren hergestellte Präparate vergrößern konnte. Bei der Auswahl der für rezente Pollenpräparate in Frage kommenden Gattungen beschränkte ich mich zunächst auf solche, deren Vertreter in Form von Samen, Früchten, Blättern oder anderen Pflanzenteilen im Niederlausitzer Tertiär von Menzel, Gothan, Sapper, Kirchheimer u. a. nachgewiesen wurden. Das Pollenmaterial verdanke ich z. T. den Herren Prof. Dr. Pilger und Dr. Schulze vom Botanischen Garten Berlin. Ersterer war mir besonders bei der Auswahl der Coniferen behilflich. Allen genannten Herren, besonders Herrn Prof. Dr. Gothan und Herrn Prof. Dr. Potonié, der die Anregung zu der Arbeit gab und ihr jede mögliche Förderung zuteil werden ließ, sei an dieser Stelle gedankt, desgl. den Herren cand. ing. Kretzig und cand. ing. Baumann für ihre technische Mitarbeit.

Außerordentlich wertvoll für die Bestimmung sind die vorzüglichen Photos Rudolph's, die, da sie alle bei gleicher Vergrößerung aufgenommen wurden, leichter als Zeichnungen einen Vergleich der absoluten Größen und der Strukturelemente zulassen. Zeichnungen sind da nötig, wo es sich darum handelt, morphologische Einzelheiten darzustellen. Ich habe wegen einiger besonders kleiner Formen und wegen der Feinheit der Strukturen eine noch stärkere Vergrößerung verwandt als Rudolph.

Ich habe aus der Niederlausitz Kohlenproben aus den Gruben Clara III bei Welzow, Brigitta, Werminghoff und Marga auf ihren Pollen- und Sporengehalt hin untersucht. Während ich von den drei ersten Gruben nur vereinzelte Proben bearbeitete, habe ich das Profil der Grube Marga von 10 zu 10 cm sorgfältig ausgewertet. Daher sollen im folgenden auch fast ausschließlich die Resultate aus dem Profil dieser Grube verwertet werden.

Grube Marga baut wie Brigitta und Werminghoff das Niederlausitzer Unterflöz ab, während Clara III das Oberflöz abbaut.

Zur Geologie des Senftenberger Reviers

Es soll zunächst kurz auf die geologischen Verhältnisse des Senftenberger Reviers und speziell der Grube Marga eingegangen werden, die der Festschrift des Braunkohlenvereins, z. T. auch Keilhack entnommen wurden:

„Den Untergrund für die Tertiärschichten der Lausitz bilden nach Pietzsch Schiefer und Grauwacken mit Granitgängen und Diabasen.

Die Braunkohlen der Niederlausitz gehören den Ablagerungen eines großen Beckens jungoligocänen oder miocänen Alters an, das seine Grenzen im Norden in der Mecklenburgisch-Pommerschen Schollenlandschaft bis zu den Oligocänablagerungen der Provinz Sachsen im Westen sowie bis an den Nordrand des sächsischen Berglandes im Süden erstreckt, um im Osten unter den weiten Strecken pliocänen Posener Tones zu verschwinden.

In der Gegend von Kostebrau, Klettwitz, Senftenberg und Welzow sind übereinander zwei Flöze zur Entwicklung gekommen.

Infolge der zerstörenden Eigenschaft des Schmelzwassers der Eiszeit bleibt die Verbreitung des Oberflözes im wesentlichen auf sechs größere inselartige Partien beschränkt. Seine durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 3—14 m im Klettwitzer und Welzower, 22 m im Senftenberger Gebiet.

Durch ein 30—60 m starkes, aus Kohlenletten, weißen und dunklen Glimmersanden bestehendes Zwischenmittel ist das Unterflöz vom Oberflöz getrennt und weist eine weit größere flächenmäßige Ausdehnung auf als das Oberflöz bei einer Mächtigkeit von 12 m im Senftenberger Revier mit Abnahme nach Westen und Nordwesten.

Die über dem Unterflöz abgelagerten feinen Sande sind, entgegen den Deckschichten des Oberflözes glimmerreich und von asch- und dunkelgrauer Farbe, was ebenfalls auf die Kohlenletten zutrifft. Dieser charakteristische Unterschied ermöglicht es, mit Sicherheit Ober- und Unterflöz zu erkennen, auch dort, wo nur eins der beiden Flöze auftritt."

Die Grube Marga

Auch die Beschreibung der speziellen Einlagerung des Unterflözes von Grube Marga entnehme ich den Ausführungen Keilhack's:

„Der Tagebau Marga liegt im Urstromtal zwischen Senftenberg und Ruhland, südlich vom Dorfe Hörlitz, 3 km vom nördlichen und 6 km vom südlichen Talrande entfernt. Er erstreckt sich von ONO nach WSW in einer Ausdehnung von 2 km. Die Oberfläche des Tagebaus liegt in etwa 100 m Meereshöhe, und dieser selbst besitzt eine Tiefe von ca. 30 m."

Die Deckschichten von Grube Marga bestehen aus Sanden und Kiesen, auf deren Oberfläche verschiedentlich Torfmoore abgelagert sind; darunter folgt, der Kohle unmittelbar aufliegend, eine Lage größerer Blöcke skandinavischer Herkunft. Genaueres findet man bei Keilhack a. a. O.

Erhaltung und Widerstandsfähigkeit der Pollen

Über das Verhalten der fossilen Sporen und Pollen zum Mazerationsmittel ist genügend geschrieben worden (Erdtman, Kirchheimer, Zerndt u. a.). Ich kann mich daher auf eine kurze Stellungnahme beschränken.

Es ist darüber gestritten worden, ob in den fossilen Exinen die gleichen chemischen Verbindungen vorliegen wie in den rezenten. Eine Reihe von Autoren ist der Ansicht, daß dies der Fall ist, denn sie ziehen Rückschlüsse auf die fossilen Exinen aus dem Verhalten rezenter Pollen bei der Einwirkung von Alkalien oder Säuren oder bei Einwirkung von Wärme.

Die fossile Exine hat eine der wichtigsten Eigenschaften der rezenten verloren, nämlich ihre Elastizität und Dehnbarkeit. Rezenter Pollen quillt und zieht sich zusammen je nach seiner Behandlung; die Exine folgt dem Quellungszustand des Inhalts. Nach der Entfernung des Inhalts läßt sich beim Trocknen der rezenten Exinen ein Zusammenziehen beobachten. Im Laufe der Fossilisation verliert sich diese Erscheinung.' Bei fossilen Pollen ließen sich Größenunterschiede zwischen trockenem und angefeuchtetem Material nicht erkennen, während rezenter Trockenpollen mit Inhalt andere Gestalt und Größe besitzt als gequollener.

Ungleich empfindlicher als die Exinen der Braunkohle oder Steinkohle ist subfossiles Material gegen KOH. Daher ist Erdtman's Stellungnahme gegen die Aufbereitung durch Kalilauge bei der Torfuntersuchung durchaus verständlich (zu seiner Azetylierungsmethode mit Essigsäureanhydrit nehme ich später noch Stellung). Vergleicht man aber einen mit KOH gekochten pollenreichen Torf mit ebenso behandelter Braunkohle, die man vorher mit Salpetersäure oxydiert, ausgewaschen und dekantiert hat, so sieht man trotz gleicher Zeitdauer des Kochens im Torf nur noch einige Exinenfetzen, während sich die Exinen der Braunkohle gut erhalten. Um die subfossilen Exinen zu zerstören, bedarf es nur einer verhältnismäßig kurzen Einwirkungsdauer heißer Kalilauge. Bei stärkerer Einwirkung von KOH machen sich Korrosionserscheinungen der Braunkohlenexinen bemerkbar. Wir sehen also, daß die subfossilen Pollenexinen noch einen Teil der Empfindlichkeit der rezenten besitzen, so daß Erdtman sie zur Isolierung der gleichen Behandlung aussetzt wie das rezente Vergleichsmaterial. Mit Zunahme des Inkohlungsgrades erfolgt eine Erhöhung der Widerstandsfähigkeit der Pollenhäute, die nur in chemischer Umsetzung eines Teiles ihrer Bestandteile ihren Grund haben kann, wie auch Zellulose in der fossilen Exine nicht mehr nachgewiesen worden ist. Wenn aber die fossilen Exinen gegenüber den rezenten chemisch verändert sind, so darf man die Reaktionen der rezenten Exinen nicht auf die fossilen übertragen. Man kann sich leicht durch einen kleinen Versuch von der Verschiedenheit des Materials überzeugen, indem man einmal rezente Kieferpollen einer Behandlung mit HNO_3 und nach dem Auswaschen der Säure noch einer KOH-Behandlung aussetzt, wie man das bei der Kohlenmazeration gewöhnt ist. Vom rezenten Material bleiben kaum mehr Fetzen übrig, während die fossilen Exinen, auch wenn man die Kohle einer 24stündigen Behandlung mit Salpetersäure (1+1) aussetzt, nicht angegriffen werden oder doch erst nach längerer Behandlung mit stärker konzentriertem Aufbereitungsmaterial Korrosionen aufweisen. Näheres siehe bei Kirchheimer, der aber wesentlich anderer Meinung ist. Kirchheimer verwirft die Mazerationsmethode. Darin kann man ihm aber nur dann Recht geben, wenn stark voroxydiertes Material vorliegt. Das ist dann der Fall, wenn der Pollen vor der Einbettung in den Torf längere Zeit der Luft ausgesetzt war. Im Laufe der Inkohlung ist eine weitere Oxydation meist nicht möglich. Solche Pollen lassen sich überhaupt nur schwer in brauchbarem Zustand isolieren.

In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß sich karbonische Sporen bei der Aufbereitung der Steinkohle eine wesentlich robustere Behandlung gefallen lassen müssen, die sie auch gut vertragen, während tertiäre Pollen und Sporen bei analoger Behandlung zerstört würden.

Im übrigen sind die Meinungen selbst in den letzten Arbeiten geteilt. Zander behauptet auf Seite 21 in seinen „Beiträgen zur Herkunftsbestimmung bei Honig" von den Exinen, sie seien selbst in kochender Kalilauge unlöslich, ebensowenig in Säuren und Kupferoxydammoniak.

Erdtman dagegen verwirft die KOH-Methode bei der Aufbereitung eben wegen der auflösenden Wirkung der Kalilauge auf die Pollenexinen. Von Zetzsche (1929) wird die große Widerstandsfähigkeit der Exinen gegen Hitze dargelegt. Kirchheimer betont dagegen die leichte Zerstörbarkeit durch Hitze.

Wie dem auch sein mag, die große Menge fossil überlieferten Pollens beweist, daß die fossil erhaltenen Formen weder durch die Huminsäuren noch durch die Hitze der ausgedehnten tertiären Waldbrände bis an die Grenze ihrer Zerstörbarkeit beansprucht wurden, während in den auch nicht seltenen pollenarmen Schichten diese Grenze überschritten wurde. (Wahrscheinlich waren sie bei Beginn der Einbettung zu lange der Luft ausgesetzt.) In den Fusithorizonten hat manchmal (siehe graphische Darstellung) eine Anreicherung bestimmter, wahrscheinlich widerstandsfähigerer Formen stattgefunden.

Das Material der Exine ist selbstverständlich zerstörbar. Es durchläuft während der Fossilisation in der Kohle mehrere Stufen der Inkohlung. Je nachdem es nun Oxydationsmitteln mehr oder weniger ausgesetzt war oder wird, ist es mehr oder weniger widerstandsfähig. Die Oxydationsstufe allein entscheidet über die Zerstörbarkeit durch KOH. Nach Zetzsche hat während der Fossilisation eine Polymerisation gewisser Exinenbestandteile stattgefunden. Wenn nichts anderes nachgewiesen wird, muß dadurch allein eine bessere Konservierung und höhere Widerstandsfähigkeit erreicht worden sein.

Nach Zetzsche besteht die Außenschicht der Pollenschale aus „Pollenin", einer von den sonstigen bekannten Hüllstoffen verschiedenen Masse von großer Widerstandsfähigkeit auch gegen Hitze. Der Pollen von

Pinus silvestris	enthält	2,0%	Zellulose,	21,9% Pollenin,
Picea orientalis	enthält	2,2%	Zellulose,	20,0% Pollenin,
Corylus avellana	enthält	1,2%	Zellulose,	8,3% Pollenin,
Papaver	enthält	0,6%	Zellulose,	5,0% Pollenin.

Der Polleninhalt mit der ihn umgebenden Intine ist für den Pollenanalytiker fossiler und subfossiler Schichten ohne Interesse, da er bald nach seinem Niederschlag nach Auflösung der aus einer zelluloseartigen Masse bestehenden Intine die Exine verläßt, oder auch aus dieser, wie man dies häufig bei gequollenen Pollen beobachten kann, in seiner Gesamtheit — umgeben von der Intine — austritt.

Die Farbe kommt beim fossilen Pollen nur selten als Unterscheidungsmerkmal in Frage. So unterscheidet sich der fossile Rhuspollen durch sein dunkleres Braun von anderen gleichzeitig abgelagerten Pollen. Auch im gefärbten Präparat erscheint er dunkler als der anderer Gattungen und Familien.

Bei rezenten Pollen finden sich alle Farbschattierungen von grün und gelb, grau und braun. Doch ist häufig das den Pollen umgebende Öl der Farbträger, so daß nach Entfettung die Farbe verschwindet.

Tertiärpflanzen der Niederlausitz

Im folgenden sei eine kurze Zusammenstellung der durch Makrofossilien sichergestellten Gattungen des Tertiärs der Niederlausitz gegeben, die von Menzel, Gothan, Sapper u. a. beschrieben wurden. Auf die Angabe von Arten wird hier verzichtet, da sie auf dem Wege der Pollenanalyse meist nicht unterschieden werden können.

Die Aufstellung soll zeigen, welche Gattungen pollenanalytisch noch nicht erfaßt sind. Eine Reihe der Gattungen kann wegen der geringen Erhaltungs-

fähigkeit der Pollen auf pollenanalytischem Wege nicht nachgewiesen werden. Andere sind wohl deshalb nicht vertreten, weil die Makrofossilien in der Hauptsache den hangenden Tonen des Oberflözes entnommen wurden, da die Flöze selbst nur wenig bestimmbare Blätter, Früchte usw. führen und ich mein Augenmerk insbesondere auf den Polleninhalt des Unterflözes gerichtet habe. Andererseits finden sich auch Pollen von Pflanzen, von denen Blätter oder Früchte bisher nicht nachgewiesen wurden. Aus diesem Grunde ist es notwendig, daß beide Untersuchungsrichtungen sich ergänzen, um schneller zu einem einheitlichen Bild unserer fossilen Flora zu gelangen. Von den oben genannten Autoren wurden folgende Gattungen angegeben:

Acanthopanax, Acer, Alnus, Andromeda, Aralia, Betula, Büttneria, Carpinus, Carya, Castanea, Cedrus, Celtis, Cinnamomum, Corylus, Crataegus, Cyclobalanopsis, Diospyros, Dombeyopsis, Dryandroides, Flaeocarpus, Engelhardtia, Fagus, Ficus, Firmiana, Fraxinus, Ginkgo, Juglans, Laurus, Libocedrus, Liquidambar, Magnolia, Myrica, Nephelium, Nyssa, Paliurus, Palmae, Pinus, Planera, Populus, Pteris, Pterocarya, Quercus, Rhamnus, Rhus, Salix, Sassafras, Sequoia, Sparganium, Spirematospermum, Taxodium, Taxus, Thouinidium, Tilia, Trapa, Ulmus, Viburnum, Viscophyllum, Vitis. (Gesperrt gedruckt wurden diejenigen Gattungen, deren Pollen in den untersuchten Schichten sicher nachgewiesen wurden).

Von den neuerdings gefundenen Gattungen muß vor allem die Konifere *Sciadopitys* erwähnt werden.

Im Tertiär der Niederlausitz sind bisher folgende Gattungen allein durch die Anwesenheit ihrer Pollen und Sporen festgestellt worden:

Sphagnum, Lycopodium, Polypodium, Podocarpus, Abies, Picea, Tsuga, Larix, Ephedra, Sabal, Castanopsis, Ilex.

Dazu kommen einige Formen, die als ganz bestimmter Typus wohl einer Familie, nicht aber einer Gattung zugewiesen werden können, da die Gattungen dieser Familie häufig den gleichen Pollentypus zeigen wie z. B. Ericaceen und Ulmaceen. Hier müssen uns gelegentliche glückliche Funde von Makrofossilien bei der Bestimmung unterstützen. Ferner kann über einige Pollen systematisch höher stehender Dicotyledonen zunächst noch nichts Genaueres ausgesagt werden, da die Pollenform bei mehreren Familien gleich aussieht.

Die Entnahme der Proben

Die Entnahme der Proben geschah seiner Zeit auf Veranlassung R. Potonié's durch Herrn Oberingenier Teumer. Es war großes Interesse an der pollenanalytischen Untersuchung zur Bestätigung ihrer Theorien bezüglich der Flözbildung vorhanden. Ich fand bei Übernahme der Arbeit dieses außergewöhnlich genau genommene Profil der Grube Marga vor, nachdem die Proben eine zeitlang unbearbeitet geblieben waren.

Gelegentlich einer Besichtigung der Grube Marga nahm ich einige Vergleichsproben aus dem Hangenden der gleichen Stelle, der seinerzeit das Profil entnommen war, ferner dem Liegenden eines etwa 500 m weiter westlich

gelegenen Punktes mit, um die Höhenangaben des vorhandenen Profils einer Prüfung zu unterziehen, da Unklarheit herrschte, ob sie vom Liegenden zum Hangenden zählten oder umgekehrt. Hierbei ergab sich die erstaunliche Tatsache, daß die Pollenanalyse der entsprechenden alten und neuen Proben nicht nur die gleichen Formen, sondern diese auch in beiden Fällen im gleichen Hundertsatz aufwies. Auf diese Weise konnte leicht die gewünschte Reihenfolge festgestellt werden, da das Hangende gegen das Liegende außerordentlich starke Unterschiede aufwies. Später wurde noch durch Vergleich des den Proben beigegebenen Materials des Liegenden mit dem Liegenden der Grube Marga die Reihenfolge bestätigt.

Bei dieser Gelegenheit sei jetzt schon darauf aufmerksam gemacht, daß in allen von mir untersuchten Lausitzer Gruben die Schichten unmittelbar über dem Liegenden weitgehende Ähnlichkeit der Floren zeigten, selbst beim Unter- und Oberflöz, was auf gleiche Bedingungen bei der Einleitung der Flözbildung hinweist. Das Liegende besteht an der Entnahmestelle aus fettem Ton, das Hangende aus Kohlenletten.

Auf eine Anfrage R. Potonié's bezüglich der Entnahme der Proben schrieb Teumer zurück:

> „Die Entnahme der Proben geschah seiner Zeit (vor etwa 3 oder 4 Jahren) auf Ihren Wunsch. Ich entsinne mich noch, daß es sich dabei um eine recht umständliche Arbeit handelte, denn es mußte erst der Kohlenstoß in seiner ganzen Mächtigkeit senkrecht heruntergearbeitet werden, und dann mußten von der steilen Wand in genauen Abständen von 10 cm Proben entnommen werden. Die Arbeit hat für zwei Mann drei volle Tage in Anspruch genommen."

Für diese Förderung meiner Arbeit und für das stete Entgegenkommen der Grubenleitung während meiner Besuche auf Grube Marga sei Herrn Oberingenieur Teumer und der Grubenleitung herzlich gedankt.

Die Aufbereitung der Kohlen

Die Aufbereitung der Proben wurde in der von C. Willrath in der Arbeit von R. Potonié „Zur Mikrobotanik der Kohlen und ihrer Verwandten" (1934) beschriebenen Weise betrieben: Einige Gramm Kohle wurden mit Salpetersäure übergossen und solange der Säure ausgesetzt, bis der gewünschte Oxydationsgrad erreicht war, aber nicht länger wegen der eintretenden Schädigungen der Pollenexinen. Dann wurde dekandiert, mit Wasser die letzten Reste der Säure ausgewaschen, und der Rückstand mit Kalilauge übergossen. Die oxydierten Huminbestandteile (Huminsäuren) lösen sich leicht und zurück bleiben nur Cuticulen, Exinen, Harz, Fusit, Sand usw. Es wird jetzt zentrifugiert, mit Wasser ausgewaschen, wieder zentrifugiert und dekantiert solange, bis die überstehende Flüssigkeit wasserklar ist. Dann läßt man den Rückstand ablaufen und bettet ihn in Glyzeringelatine ein, die ich mir nach Kayser, wie folgt, selbst herstellte:

> Gelatine puriss. ein Teil; Aqua dest. sechs Teile (zwei Stunden weichen lassen); Glyzerin anhydr. sieben Teile und auf je 100 Teile der Mischung ein Teil Phenol. liquefact. (Statt Phenol kann auch arsenige Säure oder Thymol zur Konservierung verwandt werden.)

Man erwärmt auf dem kochenden Wasserbade 10—15 Minuten unter Umrühren, bis alle Flocken, die sich beim Zusatz von Phenol gebildet haben, verschwunden sind. Schließlich filtriert man durch feinste mit Aqua dest. ausgewaschene, noch naß in den Trichter gelegte Glaswolle.

Man wird bei der Herstellung der Präparate bis zu einem gewissen Grade auf Mengengleichheit der Substanz unter dem Deckglas achten, vorausgesetzt, daß man bereits während der Aufbereitung einigermaßen quantitativ gearbeitet hat. Es wäre aber absurd, wollte man irgenwelche Rückschlüsse aus dem Vergleich der Konzentrationen machen, da eine Probe, die viel Fusit oder auch nur einige Sandkörnchen enthält, naturgemäß dickere Präparate ergibt als solche Proben, die fast nur Exinen enthalten, so daß das Deckglas fest angedrückt werden kann.

Wie aus der graphischen Darstellung (dem Mikrofossiliendiagramm) hervorgeht, enthalten zwei von den 120 Proben keine Pollen. Da angenommen werden mußte, daß sie der Aufbereitung zum Opfer gefallen waren, wurden Proben dieser Schichten ein zweites Mal mazeriert. Es wurden dabei Chemikalien geringerer Konzentration gebraucht und die Einwirkungsdauer abgekürzt. Da auch dieses Verfahren keine Pollen unter das Deckglas brachte, konnten die beiden Schichten pollenanalytisch nicht erfaßt werden.

Die Inkohlungsstufen der Florenreste sind in den einzelnen Schichten eines Profils häufig so verschieden, daß ein Arbeiten mit Chemikalien gleicher Konzentration und gleicher Einwirkungsdauer unterbleiben muß. Ebenso hängt die Menge der zu untersuchenden Substanz stark von ihrem Pollengehalt ab. Bei Torf- und Kohlenprofilen wird man im allgemeinen mit 0,2 g Substanz (die Menge, die Erdtman fordert) auskommen. Bei Faulschlamm (Saprolithen), Sanden, Tonen und anderen Gesteinen wechselt die Menge oft stark. Bei einer von mir ausgeführten Pollenanalyse eines außerordentlich huminsäurearmen Dünensandes[1]) hätte sich in den 0,2 g der Substanz kein Pollen gefunden, doch kam bei Anreicherung der Pollen aus 1 kg dieses Sandes ein recht brauchbares Resultat zustande. Bei dieser Analyse kam es in erster Linie darauf an, das Vorhandensein einer bestimmten Gattung (*Tilia*) in tieferen Schichten der Dünensande sicherzustellen, die heute völlig aus der Gegend verschwunden war, an deren Vorhandensein in geschichtlicher Zeit aber noch zahlreiche Ortsnamen erinnerten. (Der Nachweis erbrachte in einer Reihe von Schichten bis zu 70% *Tilia* im Pollenspektrum; durch die Anreicherung erhielt man eine Konzentration von bis zu 200 Pollen unter dem Deckglas von 18 mal 18 mm.)

Eine so starke Anreicherung dürfte wohl sonst zur Feststellung der Zusammensetzung der bodenständigen Flora kaum gestattet sein, da bei so schwacher Pollenkonzentration doch wohl ein hoher Prozentsatz ortsfremder Elemente durch Fernflug sich eingemischt haben kann. Wir würden demnach ein falsches Bild erhalten, wollten wir aus solchem Pollenspektrum das Waldbild rekonstruieren.

Noch ein weiteres Moment läßt ein genaues Innehalten der Gewichtsmenge überflüssig erscheinen. Hat man ein aus Faulschlamm, Tonen, Torfen usw. wechselweise bestehendes Profil zu bearbeiten, so verwendet man bei gleichen Gewichtsmengen doch recht verschiedene Volumina der Muttersubstanz, bedingt durch die verschiedenen spezifischen Gewichte. In

1) Von Langelau und Lindelau (Westphalen).

dem Raum, den 0,2 g Sand einnehmen, haben räumlich viel weniger Pollen Platz, als in der gleichen Gewichtsmenge trockenen Torfes.

Es bleibt ja Hauptaufgabe der Pollenanalyse, den prozentmäßigen Anteil jeder Gattung am Pollenspektrum festzustellen.

Was nun die Aufbereitungsmethoden angeht, so läßt sich jede Methode dadurch übertreiben, daß man es zur völligen Zerstörung der Exinen durch zu lange Einwirkungsdauer und zu hohe Konzentration der verwandten Chemikalien bringen kann, wie die Photos in Erdtman's letzten Arbeiten zeigen, die die Unzulässigkeit der KOH-Aufbereitung beweisen sollen. Der Wert seiner Essigsäureanhydrid-Schwefelsäure-Methode für die Torfanalyse bleibt unbestritten. Die Pollen zeigen dabei eine mehr oder minder kräftige Bräunung, die das Auszählen erleichtert. Ich ziehe trotzdem die KOH-Methode vor, da sie ein schnelleres Arbeiten gestattet. Fehlschläge durch Zerstörung der Pollen hatte ich bisher nicht. Ich pflege, wie schon bisher in der Geologischen Landesanstalt üblich, beim Einbetten der Pollen in Glyzeringelatine mit Fuchsinlösung (1% in Spiritus) zu färben.

Für die Herstellung rezenter Vergleichspräparate habe ich mir die Erdtman'sche Methode zu eigen gemacht. Sie liefert saubere Präparate und hat nicht die technischen Unannehmlichkeiten, die das Arbeiten mit reiner Schwefelsäure verursacht.

Wegen des Einwandes Kirchheimer's, die Salpetersäure-Kalilauge-Aufbereitungsmethode zeige bei der Auswertung eine gewisse selektive Auslese, sei auf die Tatsache hingewiesen, daß in meinen Präparaten der Margakohle eine gleich gute Erhaltung empfindlicher wie widerstandsfähiger Pollenformen zu finden ist, die besonders in den Präparaten des Liegenden auffällt, wo sich neben wenigen Koniferen und Betulaceenpollen *Sparganium*- und Wasserpflanzenpollen in schöner Erhaltung zeigen.

Beschreibung der Pollen und Sporen

Pilzreste

Phragmothyrites cf. *eocaenica* Edwards 1922

Taf. 22, Fig. 5

1922 *Phragmothyrites eocaenica* Edwards, Transact. Brit. Mycolog. Soc. 8, I u. II, S. 66, Pl. 8, Fig. 5 u. 6.

1931 *Coelastrum* ? cf. *C. verrucosum* Reinsch-Bradley, U. S. Dep. Int. Geol. Survey, Prof. Paper 163, Pl. 21, Fig. 5.

1934 *Phragmothyrites eocaenica* Edwards, Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 1, Fig. 8.

1934 *Phragmothyrites eocaenica* Edwards, Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 1, Fig. 1—2.

Die in der Kohle der Grube Marga gefundenen Stücke sind durchweg über 100 µ groß, fast kreisrund, mit radialer Strahlung und fast glattem Rande. Sie stimmen mit der von R. Potonié-Venitz 1934 abgebildeten Form bei Vergleich mit den Originalen (der, wo möglich, stets durchgeführt wurde) vollkommen überein.

Die Form kommt in gewissen Abständen, dann meist in mehreren Stücken hintereinander, durch das ganze Flöz hindurch vor, außer in den Schichten über dem Liegenden.

Sie ist mit *Podocarpus* in Verbindung gebracht worden. Ich habe sie neben Mischwaldhorizonten vor allem in dem Laubwaldhorizont 410—490 cm über dem Liegenden angetroffen, wo sich keine *Podocarpus*-Pollen fanden, wie sich überhaupt Pollen von Podocarpus nur in wenigen Exemplaren im ganzen Flöz nachweisen ließen.

Präparat: 44 a 80,5:22,5 (114 µ)[2]).

Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie (Geiseltal); Interbasaltische Schichten, Mull, Schottland. — Miozän: Kohle der Ville.

Helicosporium spec.

Taf. 22, Fig. 6

1934 *Helicosporium,* Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 1, Fig. 3 (R. Potonié & Venitz).

Die in der Margakohle gefundenen Formen zeigen die gleichen Eigenschaften wie die von R. Potonié & Venitz 1934 aus der niederrheinischen Braunkohle beschriebenen „Moorschnecken“[3]). Gegenüber den von Steinecke (Bot. Arch. 1927, S. 335) abgebildeten Conidien von *Helicosporium* und dem von Kräusel (Jb. preuß. geol. Landesanstalt für 1918, Taf. 16, Fig. 6) abgebildeten *Helicoma* zeigen sich Abweichungen in Größe und Gestalt.

Sie finden sich in der Grube Marga nur in zwei Horizonten in der Hauptsache in den Laubwaldschichten (420—480 cm über dem Liegenden), hier stellenweise recht häufig. Außerdem enthält die Schicht 110—120 cm über dem Liegenden „Moorschnecken“. Die nur 10 cm mächtige Schicht fällt außer durch überwiegenden Laubwald noch durch starkes Auftreten von Lycopodiaceensporen auf. Sphagnaceensporen, die ich sonst relativ selten fand, treten auch vorwiegend in der Zone 420—480 cm über dem Liegenden auf, so daß diese uns sehr wahrscheinlich eine hoch- oder zwischenmoorähnliche Vegetation überliefert, da Steinecke die Moorschnecken gerade in diesen Mooren im Verein mit *Sphagnum* regelmäßig fand.

In der Grube Brigitta (Lausitzer Unterflöz) fand ich sie außergewöhnlich reichlich in einer vorwiegend Koniferenpollen führenden Schicht. Auch hier tritt sie im Verein mit *Sphagnum* auf.

Präparat: 47 a 86,2:16,3 (28 µ).

Weitere Vorkommen: Miozän: Ville-Kohle.

Mycelreste

Septonema ?

Taf. 22, Fig. 4 a u. b

1931 Bradley, U. S. Dep. Int. Geol. Survey, Prof. Pap. 168; cf. Taf. 19, Fig. 5.

1934 R. Potonié, Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 1, Fig. 1, 2 u. 10.

---

2) Die Erklärung für die Kreuztischzahlen findet sich über der Beschreibung der Tafel 22.

3) So genannt wegen ihres schneckenähnlichen Äußeren.

Die miozänen Formen stimmen mit den bei Bradley und R. Potonié abgebildeten überein.

Sie wurden mit Pilzhyphen aller Art gemeinsam durch ein +-Zeichen in einer Spalte der Tabelle als anwesend bezeichnet.

Pilzsporen

Eine nähere Bestimmung der massenhaft auftretenden Pilzsporen ist vorläufig unmöglich. Es lassen sich aber einige Formenkreise bilden, deren Vertreter R. Potonié 1934 in der Beschreibung der Geiseltalkohle abgebildet hat. Für die einzelnen Schichten der Margakohle sind sie auf Taf. 28 durch +-Zeichen angegeben. Getrennt habe ich sie deshalb, weil der Verdacht besteht, daß neben Saprophyten und Parasiten auch Symbionten von Nadelhölzern auftreten. Doch lassen sich solche Beziehungen bisher nicht erkennen. Häufig kann man unter dem Mikroskop Pilzhyphen im Gewebe inkohlter Blatt- und Holzreste beobachten. Nicht selten sind auch Koniferenpollen mit Pilzresten *Rhizophydium*-ähnlicher Arten.

Ich habe drei Formenkreise auf Taf. 28 angegeben:

1. Kugelige Pilzsporen, Taf. 22, Fig. 1 (vgl. R. Potonié 1934, Arb. Inst. Palaeobot. 4, Taf. 1, Fig. 6 u. 11). Fig. 6 stellt ein aufgeplatztes Exemplar dar. Die Sporen sind fast alle schwarz und kugelig, nur wenige gleichen dem bei R. Potonié, Fig. 11, abgebildeten. Ihre Größe schwankt zwischen 10 und 80 µ.

2. Spindelförmige Pilzsporen, Taf. 22, Fig. 2 (vgl. R. Potonié 1934, Taf. 1, Fig. 15). Bei gleicher Gestalt zeigen sich Größen von 15—40 µ.

3. Doppelkegelige Pilzsporen, Taf. 22, Fig. 3 (vgl. R. Potonié 1934, Taf. 1, Fig. 16). Auch hier sind mehrere Größen vertreten.

Weitere Vorkommen: Eozän: Geiseltalkohle.

Eine ganze Reihe verschieden geformter Hyphen- und Pilzsporenformen konnte im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht abgebildet werden.

Eigenartig und im Schrifttum bisher nicht hervorgehoben bleibt die Tatsache, daß in den Schichten über dem Liegenden keine Pilzsporen und Mycelien zu finden sind, wie ich das in den Gruben Werminghoff, Marga und Clara III, also im Oberflöz wie im Unterflöz, nachweisen konnte. Pilzsporen werden eben mehr in typischen Torfen, weniger in Saprolithen und Humosaprolithen vorkommen.

Musci

Sphagnaceae

Sphagnum-sporites stereoides R. Pot. & Ven.

Taf. 22, Fig. 7

1934 *Sporites stereoides* R. Potonié & Venitz, Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 1, Fig. 4—5.

Die Form gleicht den uns bei der Untersuchung von Hoch- und Zwischenmooren häufig begegnenden *Sphagnum*-Sporen, so daß sich eine weitere Beschreibung dieses bekannten Sporentyps erübrigt.

Auf das gemeinsame Vorkommen mit *Helicosporium* sei noch einmal hingewiesen. Dies stützt die Richtigkeit der Bestimmung.

Präparate: 3 a 66,5:31,2 (24 µ). — 8 a 73,2:24,7 (25 µ). — 48 a 66,0:28,9.

Weitere Vorkommen: Miozän: Beisselsgrube, Ville. — Pliozän: Grube Freigericht bei Hanau. Die hier *Sporites stictus* Wolff genannte Form stellt eine andere der vielen *Sphagnum*-Arten dar als *Sporites stereoides* R. Pot. & Ven. Auf Artbestimmung mußte hier verzichtet werden, da die Sporen der *Sphagnum*-Arten nur geringfügige Differenzen zeigen, wenn sie nicht einander gleichen.

Die Form tritt, wie Moosreste überhaupt, in der Braunkohle nicht sehr häufig auf, worauf schon frühere Autoren hingewiesen haben, doch wird sie in gewissen Intervallen immer wieder gefunden. Sie würde Hoch- oder Zwischenmoorvegetation andeuten und paßt in ihrem Auftreten zu der Teumerschen Skizze bei der Beschreibung der Senkungstheorie. Teumer läßt dort auf eine Waldperiode, deren Reste die Stubbenhorizonte darstellen, eine Zwischenmoorvegetation folgen.

Lycopodiales

Lycopodium ? - sporites primarius Wolff

Taf. 22, Fig. 8 a u. b

1934 *Sporites primarius* Wolff, Arb. Inst. Palaeobot. 5, Taf. 5, Fig. 8.

Umriß nahezu kreisförmig, Exine mit 1—2 langen Papillen besetzt, Haut dünn, häufig gefaltet. Y-Marke nicht sehr deutlich.

Selten!

Präparat: 3 a 74,5:30,1 (45 μ).

Weitere Vorkommen: Pliozän: Grube Freigericht bei Hanau.

Rezentes Vergleichsmaterial: *Lycopodium densum* XV, 52 zeigt gleiche Form und Struktur, ist aber kleiner als die fossile Form. *Hymenophyllum villosum* XX, 52 (66 μ) ist ähnlich, doch gehen die Strahlen der Tetradenmarke im Gegensatz zur fossilen Form bis zum Rand.

Die Sporen wurden in der Grube Marga nur in vier Exemplaren in den unteren Schichten nachgewiesen.

Auf die Tetradenmarke, die häufig nicht sehr deutlich ist, muß geachtet werden, da ohne diese eine gewisse Ähnlichkeit mit dem *Tsuga*- oder *Sciadopitys*-Pollen besteht. Es können zwei Formen unterschieden werden, die sich durch Größe der Papillen und deren Abstand voneinander unterscheiden.

Lycopodium-sporites aff. *agathoecus* R. Pot.

Taf. 22, Fig. 9 u. 10

1934 *Sporites agathoecus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeobot. 4, Taf. 1, Fig. 25.
1935 *Lycopodium annotinum*-Typ, Rudolph - Prag, Beih. z. Bot. Zentralbl., Bd. 54, Abt. B, Taf. 5, Fig. 23, 24.

Umrißlinie dreieckig, zackig-gewellt, Oberfläche mit weitmaschigem Netz bedeckt. Die Form reicht an die Größe der von R. Potonié abgebildeten cozänen Form nicht annähernd heran. Sie stimmt in Größe und Struktur mit *Lycopodium annotinum* gut überein. Rudolph hat sie daher unter dem Namen „*Lycopodium annotinum*-Typ" abgebildet. Diese Sporenform zeichnet sich durch völlige Indifferenz gegen Fuchsin aus, während alle anderen von mir in der Braunkohle gefundenen Sporen wenn auch geringe Mengen Farbstoff annehmen, worauf auch schon früher im Schrifttum hingewiesen wurde.

Präparate: 20 b 66,4:21,6 (33 μ). —12 a 69,2:17,2 (31 μ). — 3 a 74,8:30,35 (37,5 μ).

Weitere Vorkommen: Eozän: Geiseltalkohle. — Miozän: Machendorf (Nordböhmen), Tiefbohrung.

Rezentes Vergleichsmaterial: *Lycopodium annotinum.*

In der Grube Marga fand sich die Spore im allgemeinen nur in den unteren 2 m und auch hier selten. In einer stark mit Fusit durchsetzten Schicht, die aber nur wenige (62) Pollen pro Präparat enthielt, machte sie 14% des Polleninhalts aus. (Selektive Auslese!)

Psilotinae ??

***Sporites ligneolus* R. Pot.**

Taf. 22, Fig. 11

1931 *Pollenites ? ligneolus* R. Pot.., Sber. Ges. Nat. Freunde, Taf. 2, Fig. V 25 a.

1934 *Sporites ligneolus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeobot. 5, Taf. 4, Fig. 127, 128, Taf. 5, Fig. 35.

Die Exine des regelmäßigen Ovaloids ist mit kurzen, gewellten Leisten besetzt. Exine sehr dick, Rand gekerbt.

Präparate: 52 b 64,5:18,1. — 42 a 67,0:21,4 (nur stark granuliert, keine wellige Struktur). — 28 a 69,5:28,7 (138 μ).

Weitere Vorkommen: Miozän: Beisselsgrube (140 μ). — Pliozän: Grube Freigericht bei Hanau (80—120 μ).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Tmesipteris* sehr ähnlich, aber kleiner als die fossile Form. *Psilotum* zeigt in der Aufsicht ein mehr dem Kreise genähertes, statt des meist langgestreckten Ellipsoids der fossilen Sporen. *Sporites ligneolus* R. Pot. kommt immer nur vereinzelt vor, doch findet er sich über das ganze Flöz zerstreut.

Filicales

Cyatheaceae ?

***Sporites neddeni* R. Pot.**

Taf. 22, Fig. 12

1931 *Sporites neddeni* R. Pot., Zeitschr. Braunk. 1931, Heft 16, Taf. 1, Fig. 5.

? 1931 Tetrahedral Spore Bradley, U. S. Dep. Int. Geol. Survey, Prof. Paper 168, Taf. 23, Fig. 6.

1932 *Punctati-sporites* cf. *neddeni* R. Pot. & J. Gelletich, Sber. Ges. Nat. Freunde, Taf. 1, Fig. 8—10.

1934 *Sporites neddeni* R. Pot., Arb. Inst. Palaeobot. 5, Taf. 5, Fig. 7.

Die bei Wolff 1934 aus dem Pliozän der Grube Freigericht bei Hanau abgebildete Form stimmt mit der vorliegenden überein, während die von R. Potonié aus dem Eozän beschriebenen Sporen sich durch ihre dem Kreise sich nähernde Form, aber doch nicht wesentlich von ihr unterscheiden. Die pliozäne und miozäne Form ist dreieckig mit geraden Seitenlinien und abgerundeten Ecken. Sie ist glashell und stark lichtbrechend.

Eigentümlich ist das plötzliche Erscheinen und Verschwinden der Form im Profil der Grube Marga. Sie zeigt sich nur in den Schichten von 290 bis 340 cm über dem Liegenden mit relativer Häufigkeit, ohne sich in den anderen Schichten auch nur vereinzelt zu finden. Aus diesen Verhältnissen geht demnach hervor, daß während dieser Zeit eine anders geartete Flora als vorher und nachher bestanden haben muß. Bei der geringen Mächtigkeit dieser Schicht zeigt es sich aber auch, wie berechtigt eine Untersuchung des Kohlenstoßes von 10 zu 10 cm war, will man kleine lokale Verschiedenheiten der Flora auffinden. Das Auftreten der Form fällt mit einem Fusithorizont zusammen.

Präparat: 27 a 63,0:33,5 (36 µ).

Weitere Vorkommen: Pliozän: Grube Freigericht bei Hanau. — Eozän: Geiseltalkohle, Green River Formation.

Vergleiche auch Nathorst: Paläobotanische Mitt., 1908, Taf. 2, Fig. 26.

Rezentes Vergleichsmaterial: *Adiantum reniforme* zeigt nicht die regelmäßige Gestalt der fossilen Form. Cyatheaceae: *Alsophila nitida* (36 µ); *Alsophila australis* (35 µ).

Cyatheaceae ? - sporites cf. *adriennis* R. Pot. & Gelletich

Taf. 22, Fig. 13

1932 *Sporites adriennis* R. Pot. & Gell., Sber. Ges. Nat. Freunde, Berlin, Taf. 2, Fig. 14—15.

1934 *Sporites adriennis* R. Pot. & Gell., Arb. Inst. Palaeobot. 5, Taf. 1, Fig. 14.

Oberfläche fast glatt, desgleichen Umrißlinie, Dreiecksform der länglich-runden Spore noch angedeutet. Haut sehr dünn, Y-Marke sehr deutlich und gerade, etwa zwei Drittel des Radius. Selten!

Präparat: 86 a 64,0:27,3 (60 µ).

Weitere Vorkommen: Eozän: Dorog, Ungarn (ähnlich).

Nathorst (Palaeobot. Mitt., 1908, Taf. 1, Fig. 8) bildet eine ähnlich aussehende Spore der Marattiacee *Danaeopsis lunzensis* Stur aus der Trias von Lunz ab, doch ist die Form in einer ganzen Reihe anderer Familien zu finden.

Das einzige gefundene Exemplar der Grube Marga trat in einem Horizont zugleich mit den Höhepunkten von *Sequoia* auf. In der gleichen Schicht konnte aber auch *Sphagnum* nachgewiesen werden.

Polypodiaceae

Polypodium-sporites favus R. Pot.

Taf. 22, Fig. 14

1931 *Sporites favus* R. Pot., Z. Braunkohle, S. 556, Abb. 3.

1932 *Sporites favus* R. Pot. & Gell., Sber. Nat. Freunde Berlin, S. 528, Taf. 2, Fig. 18.

1934 *Spor. favus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeobot. 4, Taf. 1, Fig. 19, 20.

1935 *Spor. favus* R. Pot. & Venitz, Arb. Inst. Palaeobot. 5, Taf. 1, Fig. 9.

1935 *Polypodium vulgare* Rudolph, Beih. z. Botan. Zentralbl., Bd. LIV, Abt. B, Taf. 5, Fig. 30.

Bohnenförmig grob strukturierte Spore. Die Kerbbögen des gewellten Randes zeigen Höhe und Länge der Strukturelemente. Länge der Kerbbögen 3—5 μ. Die Form ist durch ihre Ähnlichkeit mit *Polypodium vulgare* genügend gekennzeichnet.

Präparat: 2 b 66,4:21,0.

Rezentes Vergleichsmaterial: *Polypodium vulgare* (III 87) 70—80 μ. *Blechnum spicant* (III 91) 48—58 μ. *Lindsaya cultrata* (XV 12) etwa 48 μ. *Polypodium* sp. (XXI 52) etwa 46 μ.

Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie; Dorog Ungarn. — Miozän: Grube Babina. — Tertiäre Ablagerung im nördlichen Böhmen (siehe Rudolph, Prag).

Hierhergehörige Formen werden, wenn auch selten, so doch immer wieder in allen tertiären Ablagerungen gefunden. In der Grube Marga tritt sie auch in einzelnen Stücken durch das ganze Flözprofil hin auf. Die Größe der Strukturelemente schwankt häufig, so daß mit dem Auftreten verschiedener Gattungen oder doch Arten gerechnet werden kann. Diese und die folgende Form besitzen besonders feine bzw. grobe Struktur, doch kommen in der Struktur auch alle Übergänge vor.

Polypodium-sporites alienus R. Pot.

Taf. 22, Fig. 15

1931 *Sporonites alienus* R. Pot., Z. Braunk., S. 56, Abb. 1.

1935 *Sporites alienus* R. Pot. & Venitz, Arb. Inst. Palaeobot. 5, Taf. 1, Fig. 10—11.

Ist von *Sporites favus* gut durch gröbere und unregelmäßigere Strukturelemente unterschieden.

Präparat: 6 a 69,1:31,5 (53,5 μ).

Rezentes Vergleichsmaterial: Siehe bei *Polypodium-sporites favus*.

Sporites secundus R. Pot.

Taf. 22, Fig. 16

1934 *Sporites secundus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeobot. 4, Taf. 1, Fig. 7.

Umrißlinie der Oberflächenstruktur entsprechend. Die Strukturteilchen bilden auf der Oberfläche ein Netz mit rhombischem Lumen. Die Gestalt ist bohnenförmig wie die der vorigen. Selten!

Rezentes Vergleichsmaterial: *Blechnum spicant* mit mehr rundem Netzlumen.

Weitere Vorkommen: Eozän: Geiseltalkohle; Miozän: Beisselsgrube.

Präparat: 120 a 63,8:31,0 (67,5 μ).

Polypodiaceen-Sporen finden sich vereinzelt über das ganze Flöz verstreut, im Gegensatz zu den folgenden Perisporlosen Farnsporen, die nur unmittelbar über dem Liegenden auftreten und dort an einen gewissen hohen Feuchtigkeitsgrad gebunden zu sein scheinen.

***Polypodiaceae-sporites haardti* R. Pot. & Ven.**

Taf. 22, Fig. 17

1935 *Sporites haardti* R. Pot. & Ven., Arb. Inst. Palaeobot. 5, Taf. 1, Fig. 13.
1935 Perisporlose Farnspore, Rudolph, Beih. z. Botan. Zentralbl., Bd. 54, Abt. B, Taf. 5, Fig. 20.
1935 *Sporites haardti* R. Pot., Wolff, Arb. Inst. Palaeobot. 5, Taf. 5, Fig. 17 u. 18.

Die glatte, je nach ihrer Lage unter dem Deckglas mehr oder weniger bohnenförmig erscheinende Form ist glashell und stark lichtbrechend. Ich konnte ähnliche Formen sowohl in karbonischen wie in alluvialen Ablagerungen nachweisen. In der Grube Marga findet sie sich nur in den untersten Schichten, dort aber bildet sie bis zu 28% der gesamten Pollenmenge. Oberhalb 40 cm über dem Liegenden wird sie nicht mehr gefunden.

Präparat: 2 a 64,7:28,9 (42 µ).

Weitere Vorkommen: Miozän: Grube Babina; Machendorf (Nordböhmen), Lignitflöz. — Pliozän: Grube Freigericht bei Hanau.

Rezentes Vergleichsmaterial: *Athyrium felix femina*. Vgl. Meinke, S. 433; *Asplenium* sp. aus dem Dismal Swamp Peat. Vgl. Levis u. Coke, Taf. 3, Fig. 9; *Onoclea sensibilis* (XX 50); *Polystichum lonchitis* (XX 60).

Eine mit *Sporites haardti* R. Pot. in Gestalt und Größe übereinstimmende Spore habe ich in der gleichen Häufigkeit gelegentlich einer Untersuchung des Luchs bei Nauen und eines weiteren Torfs bei Stade (Hannover) gefunden. In beiden Torfanalysen fand ich sie mit *Sphagnum* vergesellschaftet.

Von besonderem Belang ist die Tatsache, daß wir die Spore in der Grube Marga, Grube Clara III und auch in der pliozänen Kohle der Grube Freigericht bei Hanau nur bei Beginn der Flözbildung antreffen.

***Polypodiaceae ? - sporites haardti minor* n. f.**

Taf. 22, Fig. 18

Die Form ist wesentlich kleiner als *Sporites haardti* R. Pot., meist ohne deren regelmäßig bohnenförmige Gestalt. Mit ihr gemeinsam hat sie die glatte, glashelle Oberfläche. Ihre Gestalt ist unregelmäßig. Sie tritt auch nur in den untersten Schichten mit *Sporites haardti* R. Pot. zusammen auf. Die Sporennatur dieser Form ist aber bei einigen Stücken zweifelhaft.

Präparate: 2 a 75,3:24,7 (36 µ). — 2 a 74,0:22,7 (27 µ). — 10 a 66,0:20,4 (33 µ). — 3 a 77,3:25,9 (30 µ).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Aspidium lonchitis* weicht häufig von der bohnenförmigen Gestalt ab und kommt deshalb am nächsten. Die Spore reicht im Profil der Grube Marga etwas höher hinauf als die vorige, von der sie aus den obigen Gründen getrennt werden mußte.

Cycadeen

Wodehouse bildet in seiner Arbeit „Tertiary Pollen II" sowohl Pollen von *Cycas* wie *Dioon* aus dem Oil Shales ab. Ich hatte bisher keine Gelegenheit, die Pollen der rezenten Vertreter zu untersuchen und muß es daher

unterlassen, bestimmte Angaben über das Vorhandensein der Familie in der Niederlausitzer Braunkohle zu machen. Es wurden einige Formen gefunden, die den von Wodehouse, S. 485, 1—3 abgebildeten ähneln und daher zu *Cycas* gehören könnten. Die Typen, die Wodehouse zu *Dioon* rechnet, sind wohl etwas häufiger, aber so wenig bezeichnend, daß es mir zunächst noch zu gewagt erscheint, sie hierher zu stellen. Wodehouse schränkt übrigens die Sicherheit seiner Bestimmung ebenfalls ein.

Kräusel (1928) gibt als einzigen tertiären Cycadeenfund Deutschlands eine *Bucklandia* aus dem Unter-Miozän von Nierstein (Rheinhessen) an, doch werden auch aus anderen Ländern Europas, Asiens und Nordamerikas tertiäre Cycadeenfunde gemeldet. Es handelt sich hierbei um Blätter, Zapfen und Stämme.

Coniferae

Während die Koniferenpollen, die durch Luftsäcke ausgezeichnet sind, mit einiger Sicherheit bestimmten Gattungen der Nadelhölzer zugewiesen werden können, gestaltet sich die Bestimmung der Gattungen ohne geflügelte Pollen äußerst schwierig. *Pinus, Picea, Abies* u. a. lassen sich in tertiären Ablagerungen fast mit der gleichen Sicherheit unterscheiden wie in postglazialen Torfen, abgesehen von der größeren Artenzahl bei *Pinus,* die wir hier vorfinden. Die *Pinus*-Pollen gestatten eine Zweiteilung, die bei R. Potonié zum Ausdruck kommt durch die beiden Formen: *Pollenites microalatus* R. Pot. und *Poll. labdacus* R. Pot., bei Rudolph durch die Schaffung des *Pinus-Haploxylon*-Typs und des *Pinus silvestris*-Typs. Hinzu treten noch einige weniger häufige Formen, die zu *Podocarpus* u. a. gehören mögen.

Die Mehrzahl der in der Grube Marga auftretenden Koniferen gehören Gattungen ohne geflügelte Pollen an. Sie nehmen in den meisten Schichten des untersuchten Profils den breitesten Raum ein.

Eine auch nur annähernde Bestimmung des Pollens einer Reihe hierher gehöriger Gattungen ist unmöglich, da sie denselben wenig bezeichnenden Pollentypus haben (s. *Pollenites magnus dubius* R. Pot.). Gesichert ist nur die Bestimmung von *Tsuga, Larix, Sciadopitys* und *Sequoia.*

Die Taxodieen sind von den übrigen Familien im allgemeinen gut unterschieden, was besonders für *Sequoia* und *Cryptomeria* zutrifft, während die Bestimmung von *Taxodium* schwieriger ist.

Von den Taxaceen tragen die Podocarpoideen Luftsäcke (untersucht wurden *Podocarpus, Dacrydium* und *Phyllocladus*). *Podocarpus* zeigt gut ausgebildete Luftsäcke ähnlich *Pinus,* ist aber von dieser einigermaßen unterschieden durch seine geringe Größe, seine Flügelzeichnung, die bei *Podocarpus* großmaschiger ist, und durch sein in die Breite gezogenes Korn. Die größere Tiefe der Keimfurche, die Wodehouse als Kennzeichen angibt, ist beim fossilen Korn nicht mehr mit der gleichen Sicherheit festzustellen wie beim rezenten. Der Pollen von *Dacrydium* besitzt einen ähnlichen Bau, während der von *Phyllocladus* nur Ansätze von Flügeln aufweist. Sowohl zu *Podocarpus* wie zu *Phyllocladus* gehörige Formen wurden vereinzelt gefunden, *Phyllocladus* nur in drei Exemplaren, sichere Podocarpuspollen nicht in nennenswerter Zahl, so daß auf eine gesonderte Aufführung verzichtet werden konnte. Die Taxoideen sind bei *Poll. magnus dubius* R. Pot. behandelt.

Bei *Larix* und *Pseudotsuga* ist die Pollenform sehr ähnlich.

Verschiedene Cupressineen und Taxaceen
Pollenites magnus dubius R. Pot.

Taf. 23, Fig. 1—2

1934 *Pollenites magnus dubius* R. Pot. & Venitz, Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 2, Fig. 20—21.

Die Form stellt einen Sammelbegriff für alle flügellosen Koniferenpollen dar, die keine besonderen Merkmale zeigen, und deren nähere Bestimmung deshalb nicht möglich scheint. Es ist leider unumgänglich, daß hier einzelne Gattungen aufgeführt sind, die auch bei *Poll. hiatus* R. Pot. erscheinen. Nur ein geringer Prozentsatz der hierher gehörigen Formen wird uns in der typischen von *Poll. hiatus* dargestellten Form überliefert. Die Mehrzahl faltet sich oft bis zur Unkenntlichkeit oder erhält jene wenig bezeichnenden Formen, die wir uns aus entsprechenden rezenten Pollen durch Behandlung mit Essigsäureanhydrid herstellen können.

Wenn wir bei der Auszählung einige Vorsicht walten lassen (wegen ähnlich gefalteter Gramineenpollen), die aber entweder an der Öffnung oder an der stärkeren Lichtbrechung immer kenntlich sind, dann ergibt sich immer noch ein recht hoher Prozentsatz dieser Formen am Pollenspektrum im vorliegenden Profil.

Die hierher gestellten Formen sind fast glatt bis schwach granuliert. Es fehlt ihnen die Austrittsstelle, die bei *Sequoia* und *Cryptomeria* gut erkennbar ist. Sie sind fast immer sekundär gefaltet.

Präparate: 6 a 63,2 : 18,5 (25 µ). — 1 a 79,9 : 21,3 (24 µ). — 8 a 63,9 : 22,7 (28,5 µ). — 4 a 65,0 : 16,0 (25 µ).

Weitere Vorkommen: Miozän: Beisselsgrube.

Rezentes Vergleichsmaterial: *Taxus, Juniperus, Cupressus, Torreya, Libocedrus.*

Die Pollen dieser und einer Reihe verwandter Gattungen zeigen untereinander auch in Säurepräparaten entweder keine oder nur geringfügige Unterschiede, so daß eine getrennte Behandlung der fossilen Formen nicht gewagt werden kann. Die Behandlung mit Essigsäureanhydrid-Schwefelsäure setzt uns aber in die Lage, sie vor allem von den Taxodien zu unterscheiden, dadurch, daß nach der Behandlung die Exinen der letzteren die Austrittsstellen zeigen.

Die mit Essigsäureanhydrid behandelten Pollen platzen häufig nicht auf. Wahrscheinlich wird vor Beendigung des Quellungsstadiums, das zum Aufplatzen erforderlich ist, die Plasmahaut zerstört und mit ihr das Plasma selbst, so daß der gequollene Inhalt die Exine nicht mehr sprengen kann. Ich habe für die Säurepräparate rezenter Vertreter nur altes Herbarmaterial verwandt, das vielleicht nicht mehr die Fähigkeit besitzt, soweit zu quellen, daß die Spannung erreicht wird, die zur Sprengung der Exinen notwendig ist, um so das Bild des *Poll. hiatus* zu ergeben. Vielleicht war auch der Pollen vor dem Einlegen ins Herbar nicht ausgereift. Weitere Versuche mit frischem Pollenmaterial werde ich in der nächsten Blütenperiode im Rahmen des Erreichbaren vornehmen.

Der Pollen tritt in der Grube Marga in allen Koniferenhorizonten häufig auf, doch erlangt er nur selten einmal das Übergewicht über die übrigen Nadelholzformen. *Sequoia*- und *Pinus*-Arten sind die häufigsten Pflanzen im Flöz.

Podocarpus

Taf. 24, Fig. 7

Die Abbildung zeigt die schmetterlingsförmig ausgebreiteten Flügel mit grobmaschiger Netzstruktur, wie sie häufig bei *Podocarpus* gefunden werden. Auch die Größe stimmt mit verschiedenen rezenten Arten überein. Sie ist bedeutend kleiner als bei *Pinus*, so daß die Zugehörigkeit zu *Podocarpus* feststeht.

Präparat: 40 a 80,5 : 22,7 (Gesamtlänge 52,5 μ, Flügelhöhe 33 μ).

Außer *Podocarpus* zeigt auch *Dacrydium* ähnliche Pollenformen.

Phyllocladus ?

Taf. 24, Fig. 8

Pollen mit schwachen Ansätzen von Luftsäcken, wie sie *Phyllocladus* trägt, habe ich vereinzelt in der Grube Marga gefunden.

Präparat: 120 a 65,7 : 23,0 (51 μ).

In der Abbildung ist das eigentliche Pollenkorn durch den Fruchtkörper einer Mikrothyriacee ausgefüllt, deshalb ist leider die Keimfalte nicht erkennbar, die sonst auch beim fossilen Pollenkorn stärker hervortritt als beim *Pinus*. Das Pollenmaterial für die rezenten Vergleichspräparate dieser drei Gattungen wurde mir freundlicherweise von Herrn Prof. Pilger vom Berliner Botanischen Museum zur Verfügung gestellt.

Wenn der Pollen dieser drei Taxaceengattungen für die Niederlausitzer Braunkohle nachgewiesen werden konnte, so ist auch anzunehmen, daß sich unter den als *Poll. magnus dubius* R. Pot. beschriebenen, nicht sehr charakteristischen Koniferenpollen auch andere Gattungen der Taxaceen verbergen, wie etwa *Taxus, Torreya* u. a. mit flügellosem Pollen. Die Gegenwart dieses australischen Florenelements in der deutschen Tertiärflora wäre sehr merkwürdig; die Gegenwart der Gattung kann aber nicht mit Sicherheit behauptet werden.

Verschiedene Taxodieen und Cupressineen

***Pollenites hiatus* R. Pot.**

Taf. 23, Fig. 3

1931 *Poll. hiatus* R. Pot., Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt 52, S. 3, Abb. 27.

1933 *Poll. hiatus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 1, Fig. 30, Taf. 6, Fig. 4.

1933 *Taxodium hiatipites* Wodehouse, Bull. Torrey bot. Club. 60, S. 499, Abb. 17.

1934 *Poll. hiatus lacertus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 2, Fig. 1.

Oberfläche fast glatt bis granuliert. Der ursprünglich kugelige Pollen klafft in typischer Weise auseinander, verursacht durch einen glatten oder auch gezackten Riß in der Peripherie.

Präparate: 3 a 64,8 : 25,2. — 6 a 63,2 : 18,5 (25 μ). — 6 a 64,8 : 18,5 (31,5 μ). — 26 a 65,1 : 22,1. Bei dieser Form ist im Gegensatz zu den vorher aufgeführten die Austrittsstelle erkennbar, sie gehört demnach zu den Taxodieen, wärend die übrigen Formen ebenso gut verschiedenen Taxaceengruppen angehören können.

Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie (Geiseltal). — Miozän: Beisselsgrube (Ville). — Pliozän: Grube Freigericht bei Hanau. Green River Formation, USA.

Rezentes Vergleichsmaterial: *Taxodium distichum* 23, Fig. 4, *Juniperus communis* (s. auch Armbruster & Oenicke), *Cupressus sempervirens, Cupressus benthami.*

Auch *Sequoia* platzt mitunter in der typischen Weise auf, doch ist bei allen zu *Sequoia* gehörigen Formen auch bei aufgeplatzten Exemplaren an irgendeiner Stelle der Oberfläche die typische Austrittsstelle zu sehen. Der Riß verläuft nicht durch die Öffnung. Das Gleiche gilt auch für den rezenten Pollen von *Cryptomeria.*

Die Form ist nicht so häufig, wie man nach dem Auftreten von ungeflügelten Koniferenpollen solcher Gattungen, zu denen sie gehören könnte, erwarten müßte. Das entspricht aber durchaus meinem Befund. Einmal zeigt die maximal auftretende *Sequoia* nur selten diese Form, andererseits sind bei den übrigen in Frage kommenden Familien aufgeplatzte Exemplare auch nicht die Regel. Die Form tritt nur mit *Poll. magnus dubius* R. Pot. gemeinsam auf.

Sequoia-pollenites poliformosus n. sp.

Taf. 23, Fig. 5—13

Der Umriß erscheint in der Aufsicht fast kreisrund bis schwach elliptisch mit kräftiger Exine. Diese ist bei einigen fossilen Exemplaren glatt, meist aber rauh bis schwach granuliert. Aus der Verschiedenheit der Exinenstruktur und den manchmal recht erheblichen Größenunterschieden wird man vielleicht noch Art- und Gattungsunterschiede feststellen können. Das Hauptmerkmal dieser Formen ist eine häufig halbkreisförmig oder kreisförmig umwulstet erscheinende Austrittsstelle, die mit einer mehr oder weniger langen Ligula versehen ist. Sekundäre Falten, wie sie bei *Poll. magnus dubius* R. Pot. häufig sind, treten hier nur selten auf.

Bei einzelnen Formen, die *Poll. hiatus* R. Pot. ähneln, ist die oben beschriebene Öffnung noch gut zu erkennen. Diese Formen gehören dann wie die eben beschriebene zu den Taxodieen, also nicht mehr zu *Poll. hiatus* R. Pot.

Präparate: 2 a 27,3:68,25 (22 µ). — 120 a 26,4:79,3 (27 µ). — 6 a 22,3:71,45. — 4 a 65,4:24,6 (25 µ). — 6 a 71,4:22,3 (26 µ) (Austrittsstelle nur mit schwach angedeuteter Ligula). — 6 a 70,6:22,3 (30 µ). — 5 a 64,7:17,8 (31,5 µ). — 2 a 73,5:28,7 (24 µ). — 120 a 65,9:30,7 (29 µ) (mit langer Ligula). — 120 a 65,9:30,6 (29 µ).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Sequoia sempervirens* hat etwas kürzere Ligula als die folgende Gattung.

Bei *Cryptomeria* fällt die besonders lange Ligula auf, die sich gut abzeichnet, wenn der Pollen unter dem Deckglas mit der Öffnung auf die Peripherie zu liegen kommt. In dieser Lage finden wir auch die fossilen Formen häufig.

Die Trennung von *Sequoia* und *Cryptomeria* auf der einen Seite und *Taxodium* auf der anderen ist durch die bei den beiden ersteren gut sichtbare Ligula, die bei den letzteren fehlt, hinreichend gesichert. Die Trennung des fossilen *Sequoia-* und *Cryptomeria*-Pollens stößt auf Schwierigkeiten. Doch dürften die weitaus meisten im Flöz gefundenen Formen *Sequoia* an-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

gehören, da in der Lausitz Makrofossilien von *Sequoia* sehr häufig, von *Cryptomeria* bisher überhaupt noch nicht gefunden wurden.

Die Verteilung von *Poll. polyformosus* in der Grube Marga entspricht etwa der Skizze von Teumer's Stubbenhorizonten, doch zeigt es sich, daß der Pollen immer noch in einigen Schichten über den Stubbenabbruchstellen häufig ist, ehe seine Häufigkeit nachläßt.

In den unteren Zonen finden sich im Durchschnitt kleinere Formen als in den oberen (Differenz etwa 5 μ). Die aus den oberen Schichten stimmen an Größe mit den von mir untersuchten rezenten *Sequoia*- und *Cryptomeria*-Pollen überein. Es ist möglich, daß die rezenten beim Präparieren gequollen sind.

Sciadopitys-pollenites serratus R. Pot.

Taf. 23, Fig. 14 a, b

1934 *Sporites serratus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 1, Fig. 6, 7.
1935 Rudolph, Beih. z. bot. Zentralbl., Bd. LIV, Abt. B, Abb., Taf. 5, Fig. 14—15.

Die Umrißlinie ist, durch die Struktur bedingt, rauh bis schwach gewellt. Die Gestalt erscheint rund, oval bis spindelförmig. Bei spindelförmiger Gestalt erscheint eine Längsfalte, die durch Einrollen der Ränder zustande kommt. Am gequollenen *Sciadopitys*-Pollen erkennt man einen strukturfreien Oberflächenteil. Hier bildet sich durch Einrollen der Ränder die häufig beobachtete Falte nach Austritt des Inhalts. Die Struktur besteht aus kurzen gewellten Leisten bis Warzen.

Rudolph will nur die schüsselförmigen Pollen zu *Sciadopitys* stellen, doch ist auch das Einrollen der Ränder zur Spindelform beim inhaltsleeren *Sciadopitys*-Pollen charakteristisch, wie Essigsäurepräparate rezenter Pollen zeigen.

Präparat: 117 a 79,1 : 31,8 (42 μ).

Weitere Vorkommen: Miozän: Beisselsgrube. — Untermiozän: Braunkohle Grube Karl bei Zuckmantel (Bezirk Teplitz-Schönau). — Miozän und Pliozän von Machendorf (siehe Rudolph).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Sciadopitys:* Taf. 23, Fig. 15.

Der Pollen von *Sciadopitys* zeigt den gleichen Bau wie flügellose Taxaceen- und Cupressineen-Pollen, doch ist er durch seine wellige Struktur immer gut von ihnen zu unterscheiden. Er wurde zuerst von R. Potonié 1934 unter dem Namen *Sporites serratus* erwähnt. Er ähnelt auch in gewisser Weise dem *Sporites primarius* R. Pot., der aber immer eine, wenn auch manchmal schwer auffindbare Tetradenmarke besitzt. Rudolph hat dann mit allzu großer Vorsicht die selten auftretenden schüsselförmigen Erhaltungszustände zu *Sciadopitys* gestellt, ein Zeichen, daß ihm offenbar keine Präparate inhaltsleerer rezenter Pollen zum Vergleich zur Verfügung standen, in denen ich alle fossil auftretenden Formen wiederfand. Die Abbildung zeigt rezente Pollen mit und ohne Inhalt neben fossilen Formen. Die rezenten Pollen rollten sich nach Behandlung mit Essigsäureanhydrid bald spindelförmig ein und zeigten dann eine unregelmäßige Längsspalte, wenn sich

die Exine über den strukturfreien Teil der Oberfläche zusammengezogen hat, bald blieben sie tellerförmig, wenn der inhaltsleere Pollen ausgebreitet eingebettet wurde.

Der Pollen tritt vereinzelt im ganzen Flöz auf und wächst in den oberen 40 cm der Grube Marga zu einem Maximum an. Der Befund entspricht dem kürzlich veröffentlichten Aufsatz Gothan's über das tertiäre Vorkommen der *Sciadopitys* (Zeitschr. Braunkohle 1936). Danach wurden Nadeln von *Sciadopitys* bisher u. a. in den oberen Schichten des Lausitzer Unterflözes, dort aber in großen Mengen gefunden.

Es sei noch auf das gemeinsame Auftreten von *Sciadopitys* und *Castanopsis* hingewiesen, so daß wir auch in dieser Pflanzengemeinschaft, die in dieser Verbindung von R. Potonié 1935 in der Beisselsgrube und jetzt von mir in der Niederlausitz festgestellt wurde, einen guten Hinweis für die Gleichaltrigkeit der Schichten haben.

Die japanische Schirmtanne findet sich heute noch in einer einzigen Art in feuchten Bergwäldern des subtropischen Japans. Eine gewisse Luftfeuchtigkeit war sicher auch Lebensbedingung für die tertiäre Form, ohne daß allzu hohe Bodenfeuchtigkeit notwendig war.

Geringfügige Unterschiede in der Größe des Kornes und der Strukturelemente lassen darauf schließen, daß im Tertiär noch mehrere Arten von *Sciadopitys* gelebt haben. Diese Unterschiede zeigen sich besonders beim Vergleich der Formen des Unterflözes mit denen des Oberflözes (Grube Clara III), wo sie nicht in der großen Zahl wie in den oberen Schichten der Grube Marga, aber doch mitunter bis zu 5% auftreten.

Tsuga-pollenites igniculus R. Pot.

Taf. 23, Fig. 16

1931 *Sporonites igniculus* R. Pot., Zeitschr. Braunk., H. 27, S. 556, Abb. 2.
1933 *Tsuga moenana* Kirchheimer.
1935 *Tsuga diversifolia*-Typ Rudolph, Beih. z. bot. Zentralbl., Bd. LIV, Abt. B, Taf. 3, Fig. 8—9.
1935 *Tsuga-pollenites ingniculus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 1 Fig. 8 und Taf. 5, Fig. 32.

Der grobkörnige bis grobwarzige Pollen ist in der Aufsicht fast kreisrund mit gewelltem Rand. Die Breite der randlichen „Krause" differiert bei den verschiedenen Exemplaren, wie sie auch bei den rezenten Vertretern der gleichen Art selbst bei Pollen des gleichen Individuums verschieden breit ist. — Zerstreut!

Präparate: 110 a 73,2:19,0 (56 µ). — 111 a 64,2:16,5 (84 µ). — 117 a 73,8:16,85 (75 µ).

Weitere Vorkommen: Miozän: Machendorf (siehe Rudolph), Grube Babina. — Pliozän: Großsteinheim (Kirchheimer), Grube Freigericht bei Hanau, Fonsau (Rudolph).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Tsuga diversifolia:* Starke Schwankungen in der Größe der einzelnen Körner, Struktur und „Krause" mit den fossilen Pollen gut übereinstimmend.

***Tsuga-pollenites macroserratus* Wolff (aff. *Tsuga canadansis*-Typ)**

Taf. 23, Fig. 17

1933 *Tsuga viridifluminipites* Wodehouse, Tert. Pollen II, Pg. 489, Nr. 14.
1934 *Sporites macroserratus* Wolff, Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 5, Fig. 1—2.
1935 *Tsuga canadensis*-Typ Rudolph, Beih. z. bot. Zentralbl., Bd. LIV, Abt. B, Taf. 3, Fig. 10 u. 11.

Die Form zeigt die gleiche Struktur wie die vorige, doch ohne deren typische „Krause". Rudolph vergleicht sie mit *Tsuga canadensis*, mit deren Pollen die fossilen auch gut übereinstimmen. Übergangsformen von dieser Form zur vorigen mit sehr schmaler Krause, wie sie sich bei rezenten Vertretern finden, konnten in der Grube Marga nicht nachgewiesen werden. — Zerstreut!

Präparat: 112 a 63,5:23,5 (69 µ).
Weitere Vorkommen: Siehe bei *Poll. igniculus*.
Rezentes Vergleichsmaterial: *Tsuga canadensis*.

Beide Formen gehören zu den Seltenheiten in der Grube Marga. In den oberen Schichten sind sie etwas häufiger als unten. In größerer Zahl traf ich *Tsuga*-Pollen bei der Untersuchung der Grube Clara III (Oberflöz) bei Welzow an.

***Larix ? - pollenites magnus* R. Pot.**

Taf. 24, Fig. 1

1931 *Sporonites ? magnus* R. Pot., Z. Braunk., H. 27, S. 556, Abb. 6.
1933 *Laevigata-sporites ?* cf. *magnus* R. Pot. & Gell., Sber. Ges. naturf. Freunde Berlin, S. 620, Taf. 2, Fig. 11—13.
1934 *Pollenites magnus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 6, Fig. 5.

Die Haut des ursprünglich kugeligen Pollens ist glatt und sehr dünn, deshalb meist mehrfach sekundär gefaltet.

Präparate: 112 a 78,2:16,8 (51 µ). — 51 a 71,0:24,5 (51 µ, stark gefaltet). — 121 a 79,4:24,8 (69 µ) Grube Brigitte.

Weitere Vorkommen: Eozän: Braunkohle aus Dorog Ungarn?; Grube Cecilie Geiseltal. — Miozän: Beisselsgrube (Ville). — Pliozän: Grube Freigericht bei Hanau.

Rezentes Vergleichsmaterial: *Larix europaea* (III 37 und 79). Die restierenden Pollenexinen der *Larix*-Arten halten sich immer nach Entleerung des Inhaltes, wie man bei vorsichtiger Behandlung mit Essigsäure beobachten kann.

Pollenites sp. (XXI 28) Dismal Swamp Peat (68 µ).

Pseudotsuga douglasii: Der Pollen ist bei gleicher Größe empfindlicher als der *Larix*-Pollen und deshalb vielleicht nicht fossilisierbar.

Larix ist in der Grube Marga eine Seltenheit, doch zeigt ihr Auftreten in der Grube Brigitta bis zu 80% der Pollenmenge in einer Zone unter dem Hangenden, daß auch sie im Unterflöz der Niederlausitz ein häufiger Gast war. Dieses massenhafte Auftreten an einer Stelle, der nur

einzelne Stücke eines anderen Ortes während der gleichen Periode gegenüberstehen, zeigt, daß es während der Bildung der Flöze regionale Verschiedenheiten mit anders zusammengesetzten Floren auch in zusammenhängenden Gebieten gegeben hat. Das vereinzelte Auftreten des *Larix*-Pollens ist auch in alluvialen Ablagerungen die Regel, wie *Larix* auch heute meist in lichten Beständen auftritt.

Pinus-pollenites microalatus R. Pot.

Taf. 24, Fig. 2, 3

1931 *Piceae ?-pollenites microalatus* R. Pot., Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt, Abt. 52, S. 3, Abb. 34.

1931 *Pini-pollenites libellus* R. Pot., Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt 52, S. 3, Abb. 33.

1934 *Pollenites microalatus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, S. 49, Taf. 2, Fig. 4.

1935 *Pinus haploxylon*-Typ Rudolph, Beih. z. bot. Zentralbl., Bd. LIV, Abt. B, S. 253.

Die Form zeigt Pinuspollentypus mit halbkreisförmigen Luftsäcken zum Unterschied von *Pinus-pollenites labdacus* R. Pot., dessen Flügel fast kreisförmige Gestalt besitzen. Eine nähere Bestimmung der Pinusarten des Tertiärs dürfte nicht möglich sein. Eine Verwechselung mit *Picea*, mit deren Pollen Ähnlichkeit besteht, ist wegen der Verschiedenheit der Netzzeichnung nicht möglich, abgesehen von dem Größenunterschied.

Auch Rudolph gibt diese beiden Pinustypen an. *Pinus-pollenites microalatus* R. Pot. stimmt mit Rudolph's *Pinus haploxylon*-Typ überein.

Der Pollen nimmt von den Abietineentypen den breitesten Raum in der Grube Marga wie in der Grube Brigitta ein, im Gegensatz zu Rudolph's Angaben aus dem Tertiär Nordböhmens, wo der *Pinus silvestris*-Typ Rudolph's (*Pinus-pollenites labdacus* R. Pot.) verherrscht.

Im Oberflöz (Grube Clara III) verschiebt sich das Verhältnis der beiden *Pinus*-Typen zugunsten von *Pinus-pollenites labdacus* R. Pot., wie *Pinus* im Oberflöz überhaupt zu höheren Hundertsätzen gelangt.

Präparate: 4 a 26,4:79,2 (Flügelhöhe 51 μ). — 26 a 72,4:25,5 (Gesamtlänge 52 μ, Flügelhöhe 37,5 μ). — 100 a 73,6:29,4 (Gesamtlänge 51 μ, Flügelhöhe 37,5 μ). — 4 a 26,1:73,0.

Rezentes Vergleichsmaterial: *Pinus cembra, Pinus peuce.*

Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie Geiseltal. — Miozän: Beisselsgrube (Ville). — Miozän: Nordböhmen (vgl. Rudolph).

Neben den üblichen An- und Abstiegen der Pinuskurve ist deutlich eine höhere Beteiligung von *Pinus* am Pollenspektrum in der oberen Hälfte des Flözes (Marga) zu erkennen. Die gleiche Tendenz fand ich auch in anderen das Niederlausitzer Unterflöz abbauenden Gruben.

Unter Verdrängung aller anderen Florenelemente sieht man bei 11,50 m *Pinus (Pollenites microalatus)* zu einem absoluten Maximum heranwachsen unter gleichzeitigem Ansteigen der Ericaceenkurve.

***Pinus-pollenites labdacus* R. Pot.**

Taf. 24, Fig. 4

1934 *Pollenites labdacus* R. Pot. & Venitz, Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 2, Fig. 25.

1935 *Pinus silvestris-Typ* Rudolph, Beih. z. bot. Zentrabl., Bd. LIV, Abt. B, S. 253.

Zum Unterschied von *Poll. microalatus* sind hier die Luftsäcke fast kreisförmig und vom Korn gut abgesetzt wie bei *Pinus silvestris*. Rudolph bezeichnet den Pollen als *Pinus silvestris*-Typus.

Präparate: 26 a 66,1:29,4 (Gesamtlänge 66 µ, Flügelhöhe 45 µ). — 5 a 81,2:29,1 Gesamtlänge 48 µ, Flügelhöhe 30 µ).

Weitere Vorkommen: Miozän: Beisselsgrube (Ville). — Tertiäre Ablagerungen Nordböhmens (vgl. Rudolph).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Pinus silvestris, Pinus montana, Pinus* strobus.

Die Variationsbreite der Größen ist bei *Poll. labdacus* bedeutend, während *Poll. microalatus* ziemlich konstant bleibt.

Das Vorkommen dieses Pinustypus ist ungleich geringer als das des vorigen, das Gleiche gilt auch für die von mir untersuchten Gruben Brigitta und Werminghoff, während ich bei Clara III im Oberflöz diese Form in einigen Zonen in der Mehrzahl fand.

***Picea-pollenites alatus* R. Pot.**

Taf. 24, Fig. 5

1931 *Pollenites alatus* R. Pot., Sber. Naturf. Freunde Berlin, Taf. 2, Fig. V, 70 a.

1931 *Pollenites alatus* R. Pot., Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt 52, S. 3, Abb. 31.

1934 *Picea ?-pollenites alatus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 2, Fig. 22.

Die Form entspricht den Pollen unserer einheimischen *Picea*-Arten recht gut. Von *Poll. microalatus,* dem sie durch das unvermittelte Übergehen der Flügel in das Korn gleicht, unterscheidet sie die Netzstruktur der Flügel, deren Lumen welliger umgrenzt ist als bei *Pinus*. Der Pollen von *Picea* ist auch größer als der der in Frage kommenden *Pinus*-Art.

Präparat: Werminghoff E 20,4:71,0 (Gesamtlänge 79,5µ, Flügelhöhe 55,5µ).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Picea excelsa.*

Weitere Vorkommen: Miozän: Grube Babina Muskau. — Beisselsgrube (Ville).

Picea- und *Abies*-Pollen wurden in der Grube Marga wie auch in den übrigen von mir untersuchten Lausitzer Flözen nur ganz vereinzelt angetroffen.

***Abies-pollenites absolutus* n. sp.**

Taf. 24, Fig. 6

Die wenigen *Abies*-Pollen, die ich in der Niederlausitzer Braunkohle fand, stimmen im Bau mit unseren rezenten *Abies*-Arten überein.

Präparat 112 a 63,7:25,6 (Flügelhöhe 69 µ).

Gnetaceae

***Gnetaceae-pollenites ellipticus* n. sp.**

Taf. 24, Fig. 9, 10

Eine prägnante Pollenform zeigt *Ephedra,* doch wurden in der Grube Marga nur wenige Exemplare gefunden, die mindestens zwei verschiedenen Arten angehören. Die kleinere besitzt eine Länge von 50 µ und zeigt keine gute Erhaltung im Gegensatz zur größeren, die immer in schönen unverletzten Exemplaren von etwa 70 µ Größe angetroffen wird. Die Gestalt ist elliptisch. Von Pol zu Pol ziehen sich erhabene Rippen, von denen jeweils vier dem Auge zugewandte gut erkennbar sind.

Der *Ephedra*-Pollen, der schon von Wodehouse in der Green River Formation Nordamerikas nachgewiesen wurde, ist damit nun auch für das Tertiär der Niederlausitz sichergestellt.

Die große Form wurde nur etwa 1 m unter dem Hangenden gefunden, wie die Zonen unter dem Hangenden des Niederlausitzer Unterflözes schon häufig Überraschungen für die Paläobotaniker ergaben. (Palmenreste, Sciadopitysnadelkohle; siehe auch in der graphischen Darstellung die völlig veränderte Flora gegenüber den anderen Schichten des Flözes.)

Die Gestalt des Pollens von *Gnetum* ist weniger bezeichnend, so daß sich das Vorhandensein dieser Gattung nicht mit Sicherheit behaupten läßt.

Für die Beurteilung des Feuchtigkeitsgrades der Zonen während der Bildungszeit der Flöze wird von nicht geringem Nutzen sein, in Zukunft auch auf das Vorhandensein der Pollen von Trockengewächsen wie z. B. *Ephedra* zu achten. Wir haben zunächst weitere solche Trockenheit liebende Elemente in *Castanea* und den Lauraceen, die allerdings für den Pollenanalytiker fortfallen, da Lauraceen-Pollen nicht erhalten sind. *Castanea* kommt zwar mehr als reichlich vor, scheint aber weit zu streuen wegen der Kleinheit und Leichtigkeit ihrer Pollen. Horizonte, die *Ephedra*-Pollen aufweisen, sind aber sicher als sehr trocken anzusprechen.

Die Beurteilung der Bodenfeuchtigkeit mit Hilfe der Pollen besitzt noch eine Schwierigkeit in der Tatsache, daß im Tertiär andere Arten mit anderen Ansprüchen an die Bodenfeuchtigkeit vorgelegen haben können als heute.

Präparate: 66 a 64,9 : 18,0 (50 µ). — 110 a 70,4 : 33,5 (70 µ).

Sparganiaceae

***Sparganiaceae-pollenites polygonalis* n. sp.**

Taf. 24, Fig. 11—12

In einigen Schichten der Grube Marga finden sich vergleichsweise häufig *Sparganium*-ähnliche Pollentypen. Die Formen sind mehr oder weniger kreisrund bis unregelmäßig polygonal mit abgestumpften Ecken. Die Oberfläche ist mit einem grobmaschigen Netz bedeckt. Eine runde, 3 µ große Öffnung ohne Wulst ist bei einigen Exemplaren gut erkennbar. Die Zugehörigkeit dieser Form mit einer Öffnung zu *Sparganium* dürfte einigermaßen sicher sein, doch kann sie auch mit *Typha* verglichen werden, da die Tetraden einiger Typhaceen (z. B. *Typha angustifolia*) immer auseinanderfallen. Die Einzelpollen sind von *Sparganium* kaum unterscheidbar.

Außer solchen mit einer Öffnung finden sich mit *Sparganium* vergesellschaftet Formen ohne jede Öffnung und wenige mit vier und mehr etwas verschwommenen Keimporen. Erstere können wir mit *Potamogeton* und *Butomus* vergleichen, letztere mit *Sagittaria* und Verwandten. Eine einwandfreie Bestimmung ist jedoch wegen der häufig abändernden Gestalt der fossilen Pollen nicht möglich. Die Erhaltungsfähigkeit des Pollens dieser Gruppen ist wahrscheinlich beschränkt, so daß die Möglichkeit einer Fehlbestimmung noch größer wäre.

Wodehouse gibt in seiner Tertiärflora Pollen von *Potamogeton* an.

Die Formen geben uns zunächst einen gewissen Aufschluß über den Beginn der Flözbildung, denn sie wurden gleich zu Anfang in den Schichten über dem Liegenden in ziemlich großer Zahl gefunden. Ich habe das Profil von 10 zu 10 cm auf seinen Polleninhalt hin untersucht, und bis zu 40 cm über dem Liegenden immer wieder diese Form angetroffen, und zwar am meisten in der untersten Zone, dann in allmählich fallender Zahl. Bei etwa 50 cm wurden keine derartigen Pollen mehr angetroffen, so daß sich an Hand dieser Form allein eine langsam fortschreitende Verlandung verfolgen läßt.

Butomus- und *Sagittaria*-ähnliche Pollenformen finden sich nur in der untersten Zone (bis 10 cm über dem Liegenden). Die Flözbildung beginnt demnach mit der Ablagerung von Wasserpflanzen und Schilf. Unter den Stubben, die dem Liegenden scheinbar aufliegen, finden sich Wasserpflanzen und Schilfpollen, erst dann beginnt der *Sequoia*-Horizont, dessen Stubben Teumer unmittelbar über dem Liegenden aufzeichnet; dies zeigt auch das sprunghafte Anwachsen der *Sequoia*-Pollen in den unteren Schichten.

Von 3 m bis 3,50 m stieß ich dann in der Grube Marga noch einmal auf einen Horizont, der stark mit diesen Formen durchsetzt war. Es handelt sich um Schichten über den Abbruchstellen der Stubben des zweiten Stubbenhorizonts in Teumer's Skizze. Das Vorkommen dieser wasserliebenden Pflanzen zeigt auch hier, daß bis zur völligen Verlandung des Wassers, das den dickstämmigen Wald zerstörte, längere Zeit verstrich; es wurde aber, wie die Stärke dieser Kohlenschicht zeigt, währenddem reichlich Pflanzensubstanz erzeugt und abgelagert.

Dieser Wechsel von trockenen und feuchten Horizonten läßt sich mit Hilfe dieser Formen nach oben hin noch mehrmals verfolgen (siehe graphische Darstellung). In ihrer Begleitung werden manchmal *Sphagnum*-Sporen gefunden.

Palmae

Sabal-pollenites convexus n. sp.

Taf. 24, Fig. 14, 15

In der Grube Marga finden sich Pollen, die mit Sicherheit zu den Palmen zu rechnen sind, sehr selten. Die Form, die ich abgebildet habe, kann möglicherweise auch zu *Ginkgo* gehören. Dagegen zeigt der aus der Grube Werminghoff abgebildete Pollen den bei den Palmen üblichen Typus eines nicht ganz regelmäßigen Ellipsoids (eine Seite stärker konvex als die andere) mit einer von Pol zu Pol reichenden Falte, die sich nach den Polen hin mitunter erweitert. Die erste Form ist glatt, die zweite feinkörnig granuliert. Da die Strukturteilchen stark lichtbrechend sind, erscheint das Korn wie mit winzig kleinen Brillanten besetzt.

Bei Wodehouse finden sich ähnliche Formen aus dem Eozän Nordamerikas abgebildet. Auch R. Potonié's *Pollenites tranquillus* gehört wohl eher zu den Palmen als zu den Araceen. Das manchmal recht häufige Auftreten des letzteren im Eozän des Geiseltals setzt Pflanzen mit größerer Pollenproduktion voraus als dies z. B. *Acorus* oder *Caltha* vermögen, deren Pollen wohl auch wenig erhaltungsfähig sind.

In der Grube Werminghoff findet sich der größte Prozentsatz an Palmenpollen 50 cm über dem Liegenden, also nicht in dem für das Niederlausitzer Unterflöz typischen Horizont dicht unter dem Hangenden. Genaueres über die Verbreitung muß einer späteren Veröffentlichung vorbehalten bleiben.

Die Pollen von *Phoenix* und *Chamaerops,* die zum Vergleich herangezogen wurden, haben keine Ähnlichkeit mit der geperlten fossilen Form, dagegen halte ich seine Zugehörigkeit zu *Sabal* für sicher, deren Pollen gleiche Struktur und Größe zeigen.

Sabal findet sich heute noch in Nordamerika mit *Taxodium* vergesellschaftet. Dies und die Tatsache, daß Makrofossilien von *Sabal* in der Lausitz bereits nachgewiesen wurden, macht die Richtigkeit der Bestimmung sehr wahrscheinlich.

Präparate: 16 a 64,0 : 24,0 (36 µ), *Palmae* oder *Ginkgo.* — Werminghoff b 67,4 : 27,9 (30 µ) cf. *Sabal.*

Liliiflorae

Smilax-pollenites setarius R. Pot.

1934 *Poll. setarius* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4.

Formen, wie sie von Wodehouse (Tert. Pollen II, Pg. 500) als *Smilax*-Pollen abgebildet wurden, finden sich auch vereinzelt in der Grube Marga. Es sind rundliche dünne Häute, die nicht sehr dicht mit kurzen Papillen bedeckt sind. Meist sind sie mehr oder weniger gefaltet. R. Potonié hat sie unter dem Namen *Poll. setarius* abgebildet und zu den Compositen gestellt, doch gehört das sehr einfache Gebilde sicher nicht dorthin. Auch J. B. Simpson bildet diesen Typus neuerdings aus schottischer tertiärer Kohle als *Smilax* (?) ab (Pl. III, Fig. 6).

Glumiflorae

Gramineae-pollenites sp.

Taf. 24, Fig. 16

Gramineenpollen sind in der Grube Marga wie auch in den übrigen von mir untersuchten Lausitzer Gruben selten. Ich habe einen (naturgemäß nicht näher bestimmbaren) Gramineenpollen aus der Grube Marga abgebildet. Die kreisrunde Öffnung ist gut erkennbar. Die Formen zeigen immer sekundäre Falten.

Nach Rudolph scheinen sich Gramineenpollen im Tertiär Nordböhmens häufiger zu finden als in dem der Niederlausitz. Sie finden sich ausschließlich in dem dem Liegenden aufliegenden Kohlenstreifen. Pollen von Cyperaceen habe ich in keiner der von mir analysierten Kohlen gefunden.

Präparat: 1 a 75,9 : 25,2 (31,5 µ).

Salicaceae

Salix-pollenites gertrudae R. Pot.

Taf. 24, Fig. 17

1931 *Pollenites gertrudae* R. Pot., Braunkohle, H. 16, S. 229, Taf. 2, Fig. 34.
1931 *Pollenites fraudulentus* R. Pot., Braunkohle, H. 16, S. 229, Taf. 2, Fig. 28.
1934 *Pollenites gertrudae* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 5, Fig. 14—15.
1934 *Pollenites gertrudae* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 5, Fig. 14—15.

Das Seitenbild des Pollens ist oval bis fast kreisrund, das Polbild dreilappig. Die Struktur ist grobkörnig bis grobnetzig. Die der Exine aufsitzenden „Steinchen" stehen an den Rändern lückenlos und gleichmäßig groß beieinander. Der Rand erscheint fein gekerbt durch die Abrundung der „Steinchen" nach außen hin. Besondere Austrittsstellen innerhalb der drei Falten sind häufig nicht erkennbar.

Auch bei Pollen der rezenten *Salix*-Arten finden wir Unterschiede in der Größe des Netzlumens ihrer Strukturen. *Salix oleifolia* kann als grobkörnig bezeichnet werden, während der Pollen von *Salix fragilis* ein gut ausgebildetes Netz zeigt.

Präparate: 40 a 70,1:26,6 (Seitenbild). — 40 a 80,0:25,0 (27 µ). — 40 a 78,6:25,7 (18 µ, Polbild). — 38 a 71,7:30,6 (30,5 µ)).

Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie (Geiseltal). — Miozän: Grube Babina (Oberlausitz).

Rudolph bildet in seiner mikrofloristischen Untersuchung tertiärer Ablagerungen des nördlichen Böhmens einen *Salix*-Typus (Taf. 5, Fig. 13) ab, der hierher gehören mag. Seine Meinung, daß die Form auch anderen Familien angehören kann, kann ich nur bestätigen; auch bei R. Potonié ist diese Einschränkung zu finden.

Die Form spielt in der Grube Marga nur eine untergeordnete Rolle.

Juglandaceae

Die Gattung *Juglans* läßt sich in der Grube Marga nicht einwandfrei nachweisen, doch ist der Pollen von *Carya* und *Pterocarya* ausnahmslos gut erhalten und einwandfrei bestimmbar. *Carya* ist nicht häufig, aber nicht so selten wie *Pterocarya*. *Engelhardtia,* die von den Juglandaceen wahrscheinlich am stärksten vertreten ist, wird bei den Betulaceen behandelt, da ihr Pollen von Betulaceenpollen nicht einwandfrei unterschieden werden kann, im Gegensatz zur Bitterfelder und der eozänen Geiseltalkohle. Dort findet sich eine *Engelhardtia,* deren Pollen erheblich kleiner ist als der der Betulaceen.

Carya-pollenites globiformis R. Pot.

Taf. 24, Fig. 18

1931 *Carya-pollenites simplex* R. Pot., Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt 52, S. 3, Abb. 4.
1931 *Poll. globiformis* R. Pot., Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt 52, S. 3, Abb. 5.
1934 *Carya ?-pollenites simplex* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 2, Fig. 28—30.

Aufsicht fast kreisrund, Gestalt linsig, Oberfläche glatt. Die drei elliptischen bis kreisrunden Exitus liegen nicht im Äquator, sondern nahe diesem auf einer Hemisphäre. Manchmal erscheint eine verschwommene halbkreisförmige Linie zwischen den Keimporen.

Rezentes Vergleichsmaterial: *Carya alba, ovata, tomentosa* u. a.

Weitere Vorkommen: Miozän: Grube Babina (Oberlausitz). — Beisselsgrube (Ville). — Tertiär Nordböhmens (vgl. Rudolph). — Pliozän: Grube Freigericht bei Hanau. Auch von Wodehouse, und Levis & Cocke wird die Form erwähnt.

Präparate: 112 a 64,6:31,9. — 3 a 77,3:24,6 (33 µ).

Vereinzelt fand ich auch bedeutend kleinere Körner (6 a 63,3:15,3 21 µ), die sonst den gleichen Bau zeigten wie *Carya;* wir finden *Carya* über das ganze Flöz verstreut, aber immer nur in einzelnen Stücken.

Pterocarya-pollenites stellatus R. Pot.

Taf. 24, Fig. 19

1931 *Pollenites stellatus* R. Pot., Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt 52, Abb. 20.

1931 *Poll. stellatus* R. Pot., Sber. Ges. naturf. Freunde Berlin, Taf. 2, Fig. V, 47 b.

1935 *Poll. stellatus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 2, Fig. 26, 27.

1935 *Pterocarya* Rudolph, Beih. z. bot. Zentralbl., Bd. LIV, Abt. B, S. 257.

Fünf bis sieben meist äquatorial gelegene Exitus zeigen in ihrem Bereich bei einigen Exemplaren eine leichte Verdickung der Exine, die bei anderen nicht nachzuweisen ist. In der Aufsicht regelmäßig polygonal, Oberfläche fast glatt. Zerstreut!

Präparat: 34 a 66,5:22,6 (38 µ).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Pterocarya* sp. zeigt gleiche Größe und Gestalt der fossilen Form.

Weitere Vorkommen: Miozän: Beisselsgrube (Ville). — Tertiär Nordböhmens (vgl. Rudolph). — Pliozän: Grube Freigericht bei Hanau.

Fagaceae

Quercus ? - pollenites henrici R. Pot.

Taf. 24, Fig. 20

1931 *Pollenites henrici* R. Pot., Braunkohle, S. 229, Taf. 2, Fig. 19.

1931 *Poll. microhenrici* R. Pot., Sber. Ges. Naturf. Freunde Berlin, Taf. 1, Fig. V, 19 i.

Wir haben hier im Gegensatz zum Miozän der Ville eine sehr häufig auftretende Form vor uns. Das Korn ist oval mit vielfach spitz zulaufenden Polen, ein Merkmal, das man bei rezenten Vertretern selbst in Säurepräparaten nur selten findet, auch reicht die Größe der rezenten *Quercus*-Pollen häufig nicht an die der fossilen heran. R. Potonié hält die spitz zulaufenden Pole für einen Erhaltungszustand. Da beide Formen mit spitzen und abgerundeten Polen nebeneinander auftreten, und sie sich auch in Säurepräparaten nebeneinander finden, können wir uns der Meinung R. Potonié's anschließen.

Die Exine ist kräftig granuliert; die Längsfalten verlaufen nicht sehr regelmäßig bei den spitzen Formen, während sie bei den elliptischen gerade sind, ohne die Keimporen hervortreten zu lassen.

Präparate: 86 a 63,7 : 28,1 (32 μ). — 1 a 74,5 : 31,9 (37 μ). — 2 a 74,7 : 26,1 (27 μ). — 112 a 66,6 : 28,5.

Rezentes Vergleichsmaterial: *Quercus pedunculata* (Taf. 24, Fig. 21 u. 23 und Taf. 25, Fig. 1), *alba* und *obtusifolia*.

Weitere Vorkommen: Miozän: Beisselsgrube (Ville).

Wir haben eine der häufigsten Formen der Grube Marga vor uns. Ein gewisses abwechselndes Auftreten mit *Sequoia* geht aus der graphischen Darstellung hervor. Allzu hohe Bodenfeuchtigkeit scheint von dem Erzeuger des Pollens vermieden worden zu sein. Geringfügige Unterschiede in der Größe des Pollens und der Stärke seiner Granulation zeigen, daß mehrere Arten an der Ablagerung beteiligt waren. *Quercus*-ähnlicher ist der auf Taf. 24, Fig. 22 abgebildete Typus.

Pollenites laesus R. Pot.

Taf. 25, Fig. 1—4

1931 *Poll. laesus* R. Pot., Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt 52, S. 3, Fig. 15.
1931 H. Bode, Int. Bergw., S. 12, Abb. 3.
1934 Poll. laesus R. Pot. & Venitz, Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 4, Fig. 101 bis 103.

Poll. laesus ist die Gestalt eines gequollenen Dreifaltpollens, der durch Druck auf die Pole in den drei Keimfalten aufgeplatzt ist und diese Form beibehalten hat. Wir können dies Verhalten in Säurepräparaten von *Quercus*, *Acer* und einer Reihe anderer Familien beobachten, die jedoch nicht fossilerhaltungsfähig sind, wie das auch von *Acer* behauptet wird, der sich schon in alluvialen Schichten nur selten findet. *Acer* hat außerdem eine zart gestrichelte Exinenstruktur (starke Vergrößerung), während die vorliegende fossile Form meist kräftige Granulation zeigt, wie wir sie vom *Quercus*-Pollen kennen. Nur die häufig auftretenden mittleren Größen lassen sich bei *Quercus* unterbringen, einige seltener erscheinende sehr große Formen gehören nicht dazu.

Auch bei *Fagus* findet man im Säurepräparat, wenn man das Deckglas gut andrückt, gelegentlich diese Form, bei *Castanea* ist sie häufig, so daß dieser Erhaltungszustand wohl in erster Linie für die Fagaceen typisch ist. Häufig!

Präparate: 34 a 69,6 : 27,7 (28,5 μ). — 112 a 78,1 : 32,3 (31,5 μ).

Rezentes Vergleichsmaterial: Siehe bei *Poll. henrici*.

Weitere Vorkommen: Miozän: Grube Babina (bei Muskau). — Beisselsgrube (Ville). — Eozän: Grube Cecilie.

Pollenites pseudolaesus R. Pot.

Taf. 25, Fig. 5

1931 *Poll. pseudolaesus* R. Pot., Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt 52, S. 3, Fig. 16.
1934 *Poll. pseudolaesus* R. Pot. & Venitz, Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 4, Fig. 106.

Der Pollen gleicht den mittleren Größen von *Poll. laesus* in Struktur und Gestalt. Die Risse bleiben von der Peripherie zu den Polen hin gleich breit, doch erreichen sie diese nicht, sondern sind meist nur halb so lang wie der Radius. Dort wo die Risse in Polnähe endigen, schwingen sich verschwommene Linien von einem Riß zum anderen, so daß eine Kleeblatt-ähnliche Zeichnung entsteht. Zertreut!

Präparate: 15 a 65,9:26,4. — 20 a 64,0:18,7 (33 μ). — 27 a 63,0:33,5.

Weitere Vorkommen: Miozän: Beisselsgrube (Ville).

Rezentes Vergleichsmaterial: Siehe bei *Poll. henrici.*

Wenn *Poll. laesus* zu *Quercus* gehören mag, so halte ich doch *Poll. pseudolaesus* eher für das Polbild einer *Rhus*-Art, deren tief eingeschnittene Äquatorialfalte die Kleeblatt-ähnliche Zeichnung auf der Oberfläche hervorrufen könnte, doch ist mir der Nachweis am rezenten Pollen bisher nicht gelungen.

Poll. laesus tritt in den Horizonten von 2—6 m besonders häufig auf, in Schichten, in denen *Poll. henrici* gleichfalls häufig ist. *Poll. pseudolaesus* wird ungleich seltener gefunden.

Castanea-pollenites exactus R. Pot.

Taf. 25, Fig. 6—8

1934 *Poll. exactus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 2, Fig. 16, 31, 35, Taf. 6, Fig. 22.
Synonyma siehe dort.

Die Seitenansicht ist oval bis rund, mitunter so breit gezogen, daß die Äquatorialachse länger wird als die Polachse. Die Polansicht ist dreilappig, manchmal aufgerissen, so daß Formen entstehen, wie sie *Poll. laesus* zeigt. Die durch die gut erkennbaren Keimporen verlaufenden Längsfurchen lassen zarte Wülste erkennen. Die Keimporen liegen im Äquator. Die Exine ist glatt und ziemlich stark lichtbrechend. Die Form gelangt in einigen Schichten der Grube Marga zur Dominanz, in den untersten ist sie selten, in einigen fehlt sie ganz. In Schichten mit hoher Bodenfeuchtigkeit geht sie zahlenmäßig zurück.

Unterform:

Pollenites exactus facetus R. Pot.

Taf. 26, Fig. 22—23

Seltener tritt diese etwas größere Form auf mit mehr kreisförmigem Umriß und vier Längsfurchen.

Präparate: 1 a 76,1:23,9 (18 μ). — 34 a 69,5:29,8 (15 μ). — 2 a 73,6:24,1 (15 μ). — 3 a 64,5:26,6 (19,5 μ). — 3 a 66,5:19,8 (15 μ). — 73 a 72,3:22,5. — 73 a 72,4:22,0 (12 μ). —

86 a 67,5:25,0 (21 μ) *Poll. exactus facetus.*

86 a 69,0:23,5 (21 μ) *Poll. exactus facetus.*

Rezentes Vergleichsmaterial: *Castanea sativa* stimmt gut mit dem fossilen Material überein.

Philadephus sehr ähnlich, aber ungleich empfindlicher, wie die Säurebehandlung zeigt.

Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie. — Miozän: Grube Babina. — Beisselsgrube. (Nicht im Pliozän!)

Der außergewöhnlich hohe Prozentsatz an *Castanea* wirkt zunächst verblüffend, findet aber eine Bestätigung in einer neuen Arbeit von O. Schwarz „Über die Typologie des Eichenblattes und ihre Anwendung in der Paläobotanik". Schwarz stellt hier 50% aller fossilen als *Quercus* bestimmten Blätter zu *Castanea,* was den von mir festgestellten Verhältnissen Rechnung tragen würde.

Seine Bemerkungen über das Vorkommen von *Castanopsis* entspricht allerdings nicht meinen Untersuchungsbefunden. Das liegt wohl daran, daß *Castanopsis*-Blätter in Tonschichten des Oberflözes nicht sehr häufig gefunden wurden. Die Zeit ihrer größten Verbreitung fällt mit den Ablagerungen des obersten Teils des Unterflözes zusammen. Dort sind aber keine Blätter erhalten. Allerdings gebe ich die Möglichkeit eines regionalen Auftretens zu, das dann allerdings sehr lange angehalten haben muß, da das *Castanopsis*-Maximum über eine Zeitspanne anhält, während der 1,30 m Kohle abgelagert wurden.

Castanopsis ? - pollenites cingulum R. Pot.

Taf. 25, Fig. 9—12

1931 *Poll. cingulum* R. Pot., Ges. Naturf. Freunde Berlin, S. 27, Taf. 1, Fig. V 61 c, V 60 d, V 45 a, V 62 c, V 52 d, V 61 b, V 46 c, V 48 a, V 60 a, V 48 b, V 46 b, V 46 a.

1931 *Poll. fusus* R. Pot., Braunkohle, S. 228, Taf. 1, Fig. 13.

1934 *Poll. cingulum* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 4, Fig. 3, 8, 16 und 20.

1935 *Poll. cingulum* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 3, Fig. 96—100.

Die Form ist mit einem Durchschnitt von etwa 22 µ größer als der Pollen von *Castanea* und von diesem auch durch seine dunklere Farbe und weniger starke Lichtbrechung unterschieden, ovaloid mit je einer stärker und einer schwächer konvexen Seitenlinie. Die drei Meridionalfalten sind von Wülsten begleitet, die bis dicht an die Pole reichen. Die Austrittsstellen sind gut markiert. Die Exine ist fast glatt.

Präparate: 114 a 66,9 : 16,6 (24 µ), daneben (21 µ). — 89 a 68,8 : 21,4.

Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie (Geiseltal). — Miozän: Beisselsgrube (Niederrhein).

Wahrscheinlich ist der von Rudolph als Typus C bezeichnete Pollen mit der vorliegenden Form identisch.

Rezentes Vergleichsmaterial: Die Form wurde von R. Potonié mit Vorsicht zu den Punicaceen gestellt, doch erscheint ihre Zugehörigkeit zu dieser Familie nicht möglich.

Hippocastaneaceae: Der Pollen von *Aesculus glabra* ist ähnlich, aber zu groß zum Vergleich mit der fossilen Form.

Fagaceae: Castanopsis cuspidata stimmt im Bau und in der Größe gut mit *Poll. cingulum* überein, so daß mir die Identität der fossilen Form mit *Castanopsis* sehr wahrscheinlich erscheint. Zudem ist das Vorkommen von *Castanopsis* im Lausitzer Revier durch zahlreich aufgefundene Früchte von Menzel, Kräusel und Kirchheimer belegt. *Castanopsis* ist Windblütler;

ihr Pollen muß mit großer Wahrscheinlichkeit erhalten sein. Bei dem massenhaften Auftreten der Form in den oberen Schichten des Unterflözes kommt nur ein Windblütler mit starker Pollenproduktion in Frage.

Eigenartig verläuft die Kurve dieses Pollens in der Grube Marga. Bei kaum nennenswertem Auftreten im gesamten Profil findet sich etwa 1,30 m unter dem Hangenden unvermittelt ein bis zum Hangenden anhaltendes Maximum, zweimal unterbrochen von *Pinus* und *Nyssa,* die ebenso plötzlich auftreten und verschwinden wie *Castanopsis.* Im Ville-Miozän tritt die Form in ähnlicher Frequenz auf. Während sie dort in den unteren Schichten häufiger gefunden wurde als in den gleichen Zonen der Grube Marga, trifft man auch dort ihr stärkstes Auftreten unter dem Hangenden an. Es handelt sich um die gleichen Horizonte, in denen in der Ville wie in der Lausitz auch *Sciadopitys*-Pollen wie -Nadeln gefunden wurden, so daß man nicht mehr an der Alters- und Wesensgleichheit der beiden Braunkohlenvorkommen zweifeln kann. Auf Taf. 28 steht die Form noch bei den Hippocastaneaceae In Zukunft werde ich sie aber immer zu *Castanopsis* stellen.

Betulaceae

Carpinus ? - pollenites granifer megagranifer R. Pot.

Taf. 25, Fig. 13—14

1935 *Poll. granifer megagranifer* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5.

In der Aufsicht fast kreisrund mit wenig vorgezogener Exine an den Austrittsstellen. Die Exine ist dort nicht verdickt, die Oberfläche rauh. Es wurden fast ausschließlich Exemplare mit drei Austrittsstellen gefunden, so daß der Hinweis Rudolph's, eine Verwechselung mit *Ostrya* sei möglich, zu beachten ist. Zerstreut!

Präparate: 3 a 64,5:25,9 (28,5 μ). —48 a 65,4:27,3 (29 u. 30 μ).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Carpinus americana.*

Während im Betulaceenhorizont der Grube Marga große dreiporige *Carpinus*-ähnliche Pollen in der Überzahl sind, wurden zweifelsfreie vierporige *Carpinus*-Pollen im ganzen Profil nur in wenigen Stücken gefunden.

Betula-pollenites microexcelsus R. Pot.

Taf. 25, Fig. 16

1931 *Poll. microexcelsus* R. Pot., Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 52, S. 3, Abb. 8.

1934 *Poll. microexcelsus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 2, Fig. 22 und 27.

In der Aufsicht dreieckig bis fast rund. An den Austrittsstellen ist die Exine kräftig verdickt und nach außen hervorgezogen. Manchmal ist auch eine geringe Spaltung der Exine an den Poren zu erkennen. Die Form unterscheidet sich nicht von den aus alluvialen Ablagerungen bekannten *Betula*-Pollen. Häufig!

Präparate: 13 a 67,0:25,8 (21 μ). — 14 a 64,0:14,8 (21 μ). — 5 a 68,7:20,4 (21,5 μ). — 6 a 63,5:14,6 (21 μ).

Betula wurde in einigen Zonen der Grube Marga häufig nachgewiesen. In Horizonten, in denen *Sphagnum*-Sporen gefunden wurden, tritt sie immer auf.

***Corylus-pollenites coryphaeus* R. Pot.**

Taf. 25, Fig. 15

1934 *Corvli-pollenites coryphaeus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 2, Fig. 10.
Synonyma siehe dort.

Form dreieckig mit leicht geschwungenen Seiten; eine geringe, punktförmige Oberflächenstruktur ist bei manchen Exemplaren vorhanden. Die Exine ist häufig geringfügig an den Poren vorgezogen, doch kommen ebenso oft Exemplare ohne jede „Lippenbildung" vor. Auf eine weitere Aufteilung, bedingt durch diese geringfügigen Unterschiede, wurde verzichtet, da alle Übergänge vorkommen. Hierher gehörige vierporige Pollen wurden in der Grube Marga nicht festgestellt. Die Form ist in allen Schichten häufig und gelangt einmal zur Dominanz.

Präparate: 48 b 63,6:18,8 (24 µ). — 2 a 76,1:25,8 (22,5 µ).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Corylus avellana.* — *Myrica gale: Myrica* kann in rezenten Torfen nicht immer sicher von *Corylus-* und größeren *Betula*-Pollen unterschieden werden, da die Exinenverdickung häufig nicht mit hinreichender Sicherheit beobachtet werden kann. Im Tertiär bleibt die Bestimmung vollends unsicher, da die Zahl der Betulaceenpollenformen beträchtlich größer ist als im Alluvium, wie auch die Arbeit von Potonié & Venitz zeigt. Es ist wahrscheinlich, daß sich hier auch Pollen von *Engelhardtia* verbergen.

***Alnus-pollenites verus* R. Pot.**

Taf. 25, Fig. 20 a u. b

1931 *Poll. verus* R. Pot., Braunkohle, S. 229, Taf. 2, Fig. 40.
1931 *Alni-poll. verus* R. Pot., Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt 52, S. 3, Fig. 18.

Die Pollen gleichen den aus inter- und postglazialen Ablagerungen bekannten Formen. Sie besitzen 4—5 Poren. Die Exine ist an den Austrittsstellen nur wenig verdickt. Von einer Keimpore zur anderen verlaufen verschwommene Bögen. Von *Pterocarya* ist die Form durch ihre bedeutend geringere Größe gut zu unterscheiden.

Sie kommt in fast allen Schichten der Grube Marga vor, wo sie jedoch 1% der Gesamtpollenmenge selten überschreitet. Von Rudolph wird ein verhältnismäßig hoher Prozentsatz aus dem Miozän und Pliozän Nordböhmens angegeben. Auch aus allen anderen Schichten des Tertiärs ist sie bekannt (vgl. R. Potonié, Wodehouse, Wolff u. a.).

Präparate: 34 a 63,9:18,5 (21 µ). — 4 a 64,7:19,2 (22,5 µ). — 73 a 72,4:22,6 (22,5 µ).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Alnus glutinosa.*

In der graphischen Darstellung wurden nur *Alnus* und *Betula* gesondert aufgeführt, die übrigen Betulaceen wurden unter „Diverse Betulaceen" gemeinsam in eine Spalte gestellt. Ich habe diesen Weg gewählt, weil zwischen *Corylus*-Pollen, *Pollenites granifer, Poll. bituitus, Poll. levis* und dem dreiporigen *Carpinus*-ähnlichen *Poll. megagranifer* alle Übergänge vorhanden sind, so daß mit einer Unzahl von verschiedenen Gattungen, ja Familien gerechnet werden muß.

Pollenites granifer R. Pot.

Taf. 25, Fig. 17, 18

1931 *Poll. maternus* R. Pot., Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt, S. 3, Fig. 19.
1934 *Poll. granifer* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 2, Fig. 6, 9, 11, 12, 14, 15.
1935 *Poll. granifer* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 2, Fig. 37—46.

Die Form unterscheidet sich von *Poll. corylphaeus* durch ihre kräftige Granulation, die ihre Stellung zu *Corylus* nicht erlaubt. Die Exine ist an den Keimporen nicht verdickt und kaum vorgezogen. Zerstreut!

Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie (Geiseltal). — Miozän: Grube Babina (Oberlausitz); Beisselsgrube (Niederrhein). — Pliozän: Grube Freigericht bei Hanau.

Präparate: 48 a 76,3:31,5 (28,5 μ). — 48 b 71,8:29,2 (31,5 μ). — 40 a 67,8:30,3 (22,5 μ).

Pollenites bituitus R. Pot.

Taf. 25, Fig. 19

1934 *Poll. bituitus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 2, Fig. 20.

Der Pollen zeigt kräftige Verdickungen an den Poren. Die Exine ist hier (bei einigen Exemplaren gut erkennbar) nach Art der Betulaceenpollen gespalten und nach außen geschoben. Die Zugehörigkeit einiger Stücke zu Betulaceenpollen ist möglich.

Präparat: 48 a 75,1:31,3 (27 μ).

Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie (Geiseltal). — Miozän: Grube Babina (Oberlausitz). — Beisselsgrube (Niederrhein).

Rezentes Vergleichsmaterial: Außer Betulaceenarten mit großen Pollen kommt *Engelhardtia* als Vergleichsmaterial in Frage. *Engelhardtia spicata*, die 20—22 μ große Pollen besitzt, ähnelt sehr stark der vorliegenden fossilen Form. Zwar finden sich innerhalb der Gattung *Engelhardtia* Unterschiede in Form und Gestalt der Pollen, doch gleichen alle sehr stark den bisher beschriebenen Betulaceenpollenformen. Wie *Engelhardtia spicata* mit etwas vorgewölbter Exine an den Keimporen an *Betula* und *Myrica* erinnert (die Exine ist bei *Engelhardtia* nicht verdickt), so gleicht der Pollen von *Engelh. chrysolepia* kleinen *Corylus*-Pollen (siehe auch *Poll. levis*).

Pollenites levis R. Pot.

Taf. 25, Fig. 21

1931 *Poll. levis* R. Pot., Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 52, S. 3, Fig. 10.
1934 *Poll. levis* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, S. 67, Taf. 3, Fig. 4, 8.
1935 *Poll. levis* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 3, Fig. 81—83.

Der Pollen hat ähnliche Gestalt wie der *Corylus*-Pollen, ist aber bedeutend kleiner als die kleinsten *Corylus*-Formen.

Präparate: 17 a 66,0:22,5 (18 μ). — 19 a 68,5:29,5 (18 μ).

Rezentes Vergleichsmaterial: Die Zugehörigkeit der miozänen Formen zu den Moraceen erscheint sehr zweifelhaft. Potonié hat die von ihm beschriebenen eozänen dorthin gestellt, die Zugehörigkeit aber als fraglich bezeichnet.

Nach Abschluß meiner Tabellen habe ich festgestellt, daß wir es bei diesen Betulaceen-ähnlichen Formen mit *Engelhardtia* zu tun haben. Wie weit die Trennung möglich ist, werden weitere Arbeiten zeigen. Innerhalb der Gattung *Engelhardtia* zeigen sich Differenzen, die sehr gut Artunterscheidungen gestatten. *Engelhardtia chrysolepia* 12—15 µ zeigt Größe und Gestalt von *Poll. levis* völlig übereinstimmend auch mit eozänen Formen. Eine weitere *Engelhardtia* siehe bei *Poll. bituitus*.

Es gibt in der Grube Marga und mehr noch in Grube Werminghoff in einer Reihe von Schichten wechselnde Mengen dieser kleinen *Engelhardtia*-Pollen, die besonders im „Betulaceenhorizont" von Werminghoff das Bild beherrschen und durch ihr Vorhandensein diesen von dem „Betulaceenhorizont" der Grube Marga unterscheiden. Die Flora von Werminghoff zeigt noch andere Abweichungen von der der Grube Marga, die sich nicht nur in anderer mengenmäßiger Beteiligung einzelner Florenelemente ausdrückt, sondern auch im Auftreten andersgearteter Formen.

Ulmaceae

Ulmus-pollenites undulosus Wolff

Taf. 25, Fig. 22

1934 *Ulmi-pollenites undulosus* Wolff, Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 5, Fig. 25.

Der Pollen zeigt gleichfalls weitgehende Übereinstimmung mit rezenten Ulmus-Pollen und solchen postglazialen Alters. Die Oberfläche ist runzelig gewellt, meist fünf Keimporen, die je nach Lage des Korns mehr oder weniger hervorspringen. Die Umrißlinie ist in der Aufsicht kreisrund bis polygonal. Austrittsstellen klein. Der Pollen findet sich in einer ganzen Reihe von Schichten, aber immer in sehr beschränkter Zahl.

Präparate: 5 a 64,3:24,3 (46 µ). — 13 a 67,2:25,0 (31,5 µ). — 14 a 64,5:29,8 (33 µ).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Ulmus campestris, Ulmus scabra, Ulmus* sp. Ahlbecker Seegrund; *Zelkowa cretica*.

Weitere Vorkommen: Pliozän: Grube Freigericht bei Hanau. — Miozän und Pliozän Nordböhmens (vgl. Rudolph).

Es treten im Tertiär der Niederlausitz deutlich zwei durch ihre Größe unterschiedene Formen auf, die auf das Vorhandensein mehrerer Gattungen schließen lassen. Die kleinere zeigt sich besonders häufig in der Grube Werminghoff, wo wir, wie schon gesagt, eine von Grube Marga unterschiedene Flora vorfinden.

So scheinen neben *Ulmus*, deren Pollen in seinen Minimalwerten die kleine fossile Form nicht erreicht, auch *Planera* und *Zelkowa* aufgetreten zu sein. Der Pollen der letzteren zeigt wieder größere Durchschnittswerte, ist aber von regelmäßigerem Bau als *Ulmus*. Derartig regelmäßige Formen sind in der Braunkohle ebenfalls nicht selten. Zunächst kann aber eine Festlegung der fossilen Gattungen noch nicht gewagt werden, und so wäre es vielleicht richtiger, die Form nicht *Ulmi-*, sondern *Ulmaceae-pollenites* zu nennen. *Planera aquatica* (31—36 µ), *Zelkowa cretica* (34—36 µ), *Zelkowa crinata* (36—46 µ). Die Angabe Rudolph's, daß diese Art dreiporige Pollen besitze, habe ich bei meinem aus der Sammlung des Botanischen Museums Berlin stammenden Material nicht bestätigt gefunden. Die Körner zeiger meist vier Poren.

Hamamelidaceae

***Liquidambar-pollenites stigmosus* R. Pot.**

Taf. 25, Fig. 23

1931 *Poll. stigmosus* R. Pot., Braunkohle, H. 16, S. 229, Taf. 2, Fig. 1. Fig. 1.

1934 *Poll. stigmosus* R. Pot. & Venitz, Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 3, Fig. 86—87.

1935 *Liquidambar*-Typus Rudolph, Beih. z. bot. Zentralbl., Bd. LIV, Abt. B.

Nahezu kugelig, in der Aufsicht fast kreisrund, mit 8—12 etwa 4 µ großen Poren, die scheinbar regelmäßig über die Oberfläche hin verstreut liegen. Auffällig und für *Liquidambar* typisch ist die gröbere Oberflächenstruktur über den Poren bei sonst fast glatter Exine.

Präparat: 6 a 62,2:24,8 (31,5 µ).

Der *Liquidambar*-Pollen wurde in einzelnen Stücken über das ganze Profil verstreut gefunden. Nur in einem Exemplar gefundener 40 µ großer Pollen erinnert an den von Zander abgebildeten *Catalpa*-Pollen (Taf. 63). Er zeigt ähnliche Form wie *Liquidambar,* der Rand trägt jedoch eine unterbrochene Stäbchenschicht (Präparat 8 a 74,5:21,2).

Weitere Vorkommen: Miozän: Grube Babina (Oberlausitz); Beisselsgrube (Niederrhein). — Tertiär Nordböhmens (vgl. Rudolph).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Liquidambar styraciflua:* Der fossile Pollen ist wenig kleiner.

Die von Rudolph angeführten ähnlichen Pollen von *Alisma, Plantago* und *Thalictrum* sind vom *Liquidambar*-Pollen gut zu unterscheiden, was er auch selbst erwähnt.

Vereinzelt kommt auch der von R. Potonié als *Poll. multistigmosus* bezeichnete Pollen vor; er zeigt bis 20 etwa 2 µ große Poren. Die Poren erscheinen hier gesetzmäßiger angeordnet als bei der vorigen Form. Der Pollen könnte den Chenopodiaceen angehören, doch ist seine Herkunft nicht völlig gesichert.

Präparate: 2 a 81,1:23,6 (16,5 µ). — 5 a 64,7:15,2 (22,5 µ).

Leguminosae

***Pollenites quisqualis* R. Pot.**

Taf. 25, Fig. 24

1933 *Poll. quisqualis* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 3, Fig. 13—16, 21.

Die Umrißlinie des spindelförmigen Pollens ist glatt, ebenso die Oberfläche. Formen mit kräftiger Granulation treten selten auf. Die leicht gewellten Furchen *(rugae)* reichen bis an die Pole. Austrittsstellen sind nicht erkennbar.

Im Gegensatz zum Miozän der Ville findet sich die Form in fast allen Schichten der Grube Marga recht häufig, wie etwa im Eozän des Geiseltals. Unmittelbar unter dem „Betulaceenhorizont" bei etwa 4 m über dem Liegenden, kommt sie zur Dominanz.

Präparate: 1 a 79,2:25,6. — 3 a 64,5:28,3 (15 µ). — 4 a 64,0:19,0 (18 µ).

Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie (Geiseltal).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Genista germanica, Sarothamnus scoparius, Caragana frutescens.* Alle drei sind im Säurepräparat sehr ähnlich.

Der kleine, wenig markante Pollentypus, kommt auch bei anderen Dicotyledonenfamilien vor, so daß seine Zugehörigkeit zu Leguminosen noch nicht endgültig feststeht. Das zeitweilig sehr starke Auftreten setzt hohe Pollenproduktion der zugehörigen Pflanze voraus.

Anacardiaceae

***Rhus ? - pollenites pseudocingulum* R. Pot.**

Taf. 25, Fig. 25—26

1933 *Poll. pseudocingulum* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 3, Fig. 20, 27—32, 34, 36—38.

Der Pollen fällt durch seine dunklere Färbung auf, die dann besonders hervortritt, wenn der Pollen nicht in seiner größtmöglichen Ausdehnung erhalten ist. In diesem Falle zeigen die zwischen den Längsfalten gelegenen Flächen hellere Farbe, die eine besonders gute Beobachtung der Oberflächenstruktur ermöglicht. In den meisten Fällen geht diese über eine kräftige Granulation nicht hinaus. Die Polansicht ist dreilappig. Sie zeigt, daß die Längsfalten bis dicht an die Pole reichen. Die Seitenansicht zeigt längsovale Gestalt, doch kommen auch querovale Formen vor. Durch leichte Knickung der Längsfalten in den Keimporen bedingt, finden sich auch rhomboedrische Formen. Die drei Längsfalten werden von kräftigen Wülsten begleitet, doch sind diese im Bereich der Keimporen unterbrochen; diese liegen im Äquator. Die beträchtliche Dicke der Wülste im Bereich des Äquators und die kegelige Gestalt der Austrittsstelle lassen sich im Querschnitt der Pore gut erkennen. Die Wülste erscheinen hier halbmondförmig und laufen nach den Polen hin spitz zu.

Die Form ist verhältnismäßig häufig, wie Rudolph und Wodehouse bereits erwähnt haben. Die Stellung zu *Rhus* scheint sehr wahrscheinlich, da Größe und Bau des fossilen Pollens mit *Rhus typhina* und anderen *Rhus*-Arten gut übereinstimmt, wie Rudolph und Wodehouse zeigten, die aber die Möglichkeit einer Verwechselung mit anderen Familien für ausgeschlossen halten.

Präparate: 101 a 68,2:26,2. — 101 a 63,8:29,4. — 25 a 70,3:26,5. — 2 a 67,5:18,1.

Weitere Vorkommen: Miozän: Beisselsgrube. — Eozän: Geiseltalkohle; Green River Formation (vgl. Wodehouse). — Tertiär Nordböhmens (vgl. Rudolph).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Rhus laurina:* Kräftig granuliert (IX 23), *Rhus copalina:* Feinkörniger als die vorige (IX 24), *Rhus glabra:* Granulation wie bei *Rhus copalina* (IX 25), *Rhus typhina:* Granulation wie bei *Rhus* copalina (XX 83, 84), *Spondias lutea:* Granulation so kräftig, daß am Rand eine Stäbchenschicht erscheint (H_2SO_4-Präparat XX 81, 82), *Rhus catiens:* Granulation wie bei *Spondias lutea,* Pollen aber bedeutend kleiner. *Ailanthus glandulosa:* Der Pollen ist kleiner als der der *Rhus*-Arten und und kräftiger granuliert. Die Wülste sind weniger dick (Polachse gleich Äquatorialachse). *Ailanthus grandis:* Hat ebenfalls stärkere Granulation als *Rhus* bei zwar ähnlichem, aber noch unterscheidbarem Bau. Stäbchenschicht am Rande.

Aquifoliaceae

Die drei von R. Potonié beschriebenen Formen treten auch in der Grube Marga auf. *Poll. iliacus* R. Pot. und *Poll. margaritatus* R. Pot. gehören sicher zu *Ilex*, während die Stellung von *Poll. propinquus* noch weiterer Klärung bedarf, da neben *Ilex opaca* auch andere Familien ähnliche Pollenformen zeigen.

Ilex-pollenites iliacus R. Pot.

Taf. 25, Fig. 30

1931 *Poll. iliacus* R. Pot., Braunkohle, H. 27, S. 556, Abb. 3.
1934 *Poll. iliacus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 3, Fig. 17, 22—24.
1935 *Poll. iliacus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 3, Fig. 89—90.

Seitenansicht oval, daneben seltener runde bis querovale Formen. Der Exine sitzen bei diesem Pollen „Steinchen" auf. Diese werden neben kleineren bis über 3 μ groß. Die ursprünglich wahrscheinlich kantenlose, birnenförmige Form der Steinchen ist durch gegenseitigen Druck beim trockenen Pollen polygonal geworden. Die Steinchen reichen nicht bis an die Meridionalareae heran. Im Polbild mit seinen drei Lappen besetzen sie nur einen kleinen Teil der durch die Meridionalareae getrennten Exinenlappen, während sie bei Beobachtung des rezenten Trockenpollens lückenlos aneinander schließen. Die Exitus sind manchmal gut sichtbar, in der Regel aber nur angedeutet. Die Steinchen nehmen nur schwer Farbstoff (Fuchsin) an.

Präparat: 37 a 65,0:19,3 (49,5 μ).

Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie (Geiseltal). — Miozän: Grube Babina (bei Muskau); Beisselsgrube (Niederrhein). — Tertiär Nordböhmens (vgl. Rudolph). — Pliozän: Grube Freigericht bei Hanau.

Ilex-pollenites margaritatus R. Pot.

Taf. 25, Fig. 27—29

1931 *Poll. margaritatus* R. Pot., Braunkohle, H. 16, S. 228, Taf. 1, Fig. 33.
1934 *Poll. margaritatus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 3, Fig. 25; Taf. 6, Fig. 10.
1935 *Poll. margaritatus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 3, Fig. 91.

Die Köpfchen erreichen zwar noch die Länge der bei *Poll. iliacus* beschriebenen, überschreiten aber nicht 2 μ Breite. Da diese Form *Ilex aquifolium* am nächsten steht, ist ihre Trennung von der vorigen berechtigt, die mit ihrer massiven Exinenstruktur wohl einer anderen Art angehört. Form und Ausbildung der Meridionalareae und Exitus ist dieselbe wie bei *Poll. iliacus*.

Präparate: 38 a 64,5:24,1. — 38 a 70,8:22,4 (31,5 μ). — 2 a 77,5:28,5 (37,5 μ). — 34 a 63,9:30,9 (32 μ).

Weitere Vorkommen: Miozän: Beisselsgrube (Niederrhein); Babina (bei Muskau). — Eozän: Grube Cecilie (Geiseltal).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Ilex aquifolium:* Köpfchen bis 2 μ breit, kurz gestielt. Der Stiel geht meist birnenförmig in das Köpfchen über. Die beiden *Ilex*-Formen finden sich in fast allen Schichten des Profils, doch fallen ihre regelmäßigen Maxima im Zentrum der Fusithorizonte auf (siehe Mikrofossiliendiagramm).

Ilex ? - pollenites propinquus

Taf. 25, Fig. 31

1934 Poll. propinquus R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 3, Fig. 33.

Die Form ist wesentlich kleiner als *Poll. margaritatus*. Die Warzenköpfchen erreichen nur eine Größe von 1 µ. Falte und Exitus im Seitenbild undeutlich. Selten!

Präparate: 3 a 77,3:25,9 (21 µ). — 4 a 71,5:26,0. — 88 a 19,9:68,1 (21 µ).

Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie (Geiseltal). — Tertiär Nordböhmens. Rudolph vergleicht seinen „Typus B" mit der vorliegenden Form.

Rezentes Vergleichsmaterial: Außer bei *Ilex opaca* zeigen sich ähnliche Pollenformen bei Cruciferen, Caprifoliaceen u. a. Ob eine besondere Vorliebe einer *Ilex*-Art für die Ansiedlung auf mit Holzkohle durchsetztem Humus bestanden oder eine einfache Anreicherung des sehr widerstandsfähigen Pollens durch Zerstörung der anderen Formen durch Hitze stattgefunden hat, soll dahingestellt bleiben.

Nyssaceae

***Nyssa-pollenites pseudocruciatus* R. Pot.**

Taf. 25, Fig. 32—34

Taf. 26, Fig. 1

1931 *Poll. pseudocruciatus* R. Pot., Braunkohle, H. 16, S. 228, Taf. 1, Fig. 10.

1931 *Poll. pulvinus* R. Pot., Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt 52, S. 3, Fig. 23.

1934 *Poll. pseudocruciatus* R. Pot., und Unterformen, Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 2, Fig. 21, 23, 28, 30; Taf. 6, Fig. 13, 15.

1934 *Poll. kruschi* R. Pot., und Unterformen, Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 2, Fig. 36—38, Taf. 6, Fig. 9.

Sämtliche oben genannten Formen gehören mit großer Wahrscheinlichkeit zu *Nyssa*. Wie weit es sich dabei um verschiedene Arten handelt, muß die Zukunft lehren. Wenn Erhaltungszustände, Pol- und Seitenlagen richtig zusammengefaßt werden, bleiben sicher nicht so viel Arten übrig, wie zunächst Namen geprägt werden mußten. Vielleicht gehört auch *Poll. vestibulum* R. Pot. hierher. *Poll. pseudocruciatus* ist rund bis schwach oval in der Seitenansicht. Bei ovaler Form sind die Pole stark abgerundet. Die drei Längsfalten endigen wie bei *Fagus* weit von den Polen entfernt, sind aber im Gegensatz zu *Fagus* von Wülsten begleitet, während die Meridionalfalten von *Fagus* nur als dünner Strich die Poren schneiden. Die Polansicht ist fast dreieckig (siehe Abbildung). Die Oberflächenstruktur ist glatt bis schwach granuliert. Häufig!

Präparate: 110 a 63,9:15,9 (Seite). — 110 a 66,7:19,2 (30 µ Pol). — 4 a 70,2:30,2 (30 µ). — 4 a 70,1:30,0 (24 µ).

Weitere Vorkommen: In allen großen Abschnitten des Tertiärs unserer Breiten.

Rezentes Vergleichsmaterial: Die *Nyssa*-Arten zeigen größte Ähnlichkeit mit den meisten fossilen Formen, doch zeigen auch Rhamnaceen und Myrtaceen ähnliche Pollenform (vgl. auch Rudolph).

Nyssa fehlt in keiner Schicht der Grube Marga und ist auch in den übrigen von mir untersuchten Lausitzer Gruben fast in jeder Zone vertreten, meist sogar recht häufig. In einer Schicht der Grube Marga (1 m unter dem Hangenden) verdrängt sie alle anderen Florenelemente. Es kann sich dabei wohl um eine lokale Erscheinung von geringer örtlicher Ausdehnung handeln, aber nicht um eine zufällige Ansammlung von *Nyssa*-Pollen, da die Schichten über und unter dem Maximum immer noch reichlicher *Nyssa*-pollen führen als weiter entfernte Zonen. Auch Rudolph bezeichnet das reichliche örtliche Vorkommen von *Nyssa* in Proben Wetterauer Braunkohle als standörtlich bedingt. Nach meinen Untersuchungsergebnissen steht nunmehr fest, daß zeitweilig weite Gebiete unserer Breiten im mittleren Tertiär von *Nyssa* überschwemmt wurden.

Pollenites vestibulum R. Pot.

Taf. 26, Fig. 10

1931 *Poll. vestibulum* R. Pot., Braunkohle, S. 229, Taf. 2, Fig. 23.
1934 *Poll. vestibulum* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 4, Fig. 19.
1935 *Poll. vestibulum* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 4, Fig. 107, 108.

In der Aufsicht erscheint die Form als gleichseitiges Dreieck. Charakteristisch ist die von R. Potonié mit *vestibulum* bezeichnete Bildung der Keimpore. Die Exine ist meist kräftig granuliert.

Poll. vestibulum findet sich in der Grube Marga nur zerstreut, spielt aber in anderen Gruben der Niederlausitz sowohl im Unterflöz wie im Oberflöz eine stärkere Rolle. Während in der Grube Werminghoff die Größe des Pollens durch das ganze Flöz konstant bleibt (kleinere Form), finden sich in den Gruben Marga und Clara III Stücke in drei verschiedenen Größen. In Grube Werminghoff außer im Liegenden in allen Zonen häufig!

Präparat: 38 a 66,2:28,9.

Tiliaceae

Tilia-pollenites instructus R. Pot.

Taf. 26, Fig. 2, 3

1931 *Poll. instructus* R. Pot., Braunkohle, S. 556, Fig. 9.

Die Form unterscheidet sich nicht von den aus quartären Ablagerungen bekannten *Tilia*-Pollen. Die Artzugehörigkeit zu bestimmen, wird trotz der Arbeit Trela's (1928) im Tertiär nicht möglich sein. In der Grube Marga wurden nur drei *Tilia*-Pollenkörner gefunden. Auch im Oberflöz (Grube Clara III) tritt sie nur wenig häufiger auf.

Präparat: 4 a 76,9:30,7. — 20 a 75,5:29,1.

Rezentes Vergleichsmaterial: *Tilia* sp.

Ericaceae

Im wesentlichen lassen sich drei gut voneinander unterscheidbare Größenordnungen feststellen. Die größte über 70 µ hinausgehende Form scheint immer der gleichen Art anzugehören. An den mittleren, zwischen 35 und 45 µ liegenden und den kleinen weniger als 30 µ großen Formengruppen sind wahrscheinlich mehrere Gattungen oder Arten beteiligt, worauf geringe Unterschiede in der Gestalt hinweisen. Da die unterscheidenden Merkmale nicht immer einwandfrei zu erkennen sind, werden nur drei sich deutlich durch ihre Größe unterscheidende Gruppen beschrieben.

Ericaceae-pollenites callidus R. Pot.

Taf. 26, Fig. 4
Größe 20—30 µ

1931 *Poll. callidus* R. Pot., Braunkohle, H. 16, Taf. 2, Fig. 24—27.
1931 *Poll. callidus* R. Pot., Sber. Ges. Naturf.-Freunde Berlin, Nr. 1—3, Taf. 2, Fig. P 51 g und 69 d.
1934 *Poll. callidus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 4, Fig. 9, 13.
1935 *Poll. callidus* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 4, Fig. 112—113.

Die Kontaktflächen sind relativ größer als bei den beiden anderen Ericaceenpollengruppen, so daß hier das Bild eines einzigen Pollen vorgetäuscht wird. Die Mehrzahl der hierher gestellten Formen mißt unter 25 µ.

Präparate: 99 a 66,0:22,5 (18 µ). — 108 a 75,2:24,7 (28,5 µ).

Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie (Geiseltal). — Miozän: Grube Babina (Oberlausitz); Beisselsgrube (Niederrhein). — Tertiär Nordböhmens (vgl. Rudolph).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Cassiope mertensiana* (22—26 µ), *Vaccinium vitis idaea* (etwa 30 µ).

Ericaceae-pollenites ericius R. Pot.

Taf. 26, Fig. 5
Größe 32—42 µ

1931 *Poll. ericius* R. Pot., Braunkohle, S. 229, Taf. 2, Fig. 25.
1934 *Poll. ericius* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 4, Fig. 11, 14; Taf. 6, Fig. 29.
1935 *Poll. ericius* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 4, Fig. 111.

Die einzelnen Elemente der Tetrade berühren sich nur mit kleinen Flächen, so daß sie nur lose zusammenzuhängen scheinen. Ihre optimale Größe liegt bei 38 µ.

Präparate: 99 a 68,6:29,7 (33 µ). — 101 a 63,3:32,6 (40,5 µ). — 110 a 69,2:15,6 (42 µ).

Weitere Vorkommen: Miozän: Grube Babina (Oberlausitz); Beisselsgrube (Niederrhein). — Tertiär Nordböhmens (Rudolph hat seine Ericaceen zusammen ausgezählt. Er gibt aber als Größen 21—42 µ an, so daß die beiden oben beschriebenen Größenformenkreise der Ericaceen auch dort vorzuliegen scheinen).

Rezentes Vergleichsmaterial: *Vaccinium myrtillus* (35—40 µ), *Ledum palustre* (35 µ).

***Ericaceae-pollenites roboreus* R. Pot.**

Taf. 26, Fig. 6—7
Größe 55—70 µ

1931 *Poll. roboreus* R. Pot., Braunkohle, S. 229, Taf. 2, Fig. 20.
1935 *Poll. roboreus* R. Pot. & Venitz, Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 4, Fig. 116.
1931 H. Bode, Int. Bergw., S. 12, Abb. 2 links.

Die durch ihre Größe auffallende Tetrade zeigt nur kleine Kontaktflächen, die Sulci sind verhältnismäßig kurz. Die nur selten auftretenden Exemplare gehören alle der gleichen Art an im Gegensatz zu den beiden vorher beschriebenen Ericaceengruppen. Der Pollen tritt nur in wenigen Schichten etwa 10 m über dem Liegenden auf.

Präparate: 99 a 66,1:18,6 (69 µ). — 101 a 64,1:24,4 (58 µ).

Weitere Vorkommen: Der Pollen ist bisher nur aus der Grube Babina und der Beisselsgrube gemeldet worden. Die mittelgroße Form tritt ziemlich gleichmäßig in allen Schichten der Grube Marga auf. Ihre größte Frequenz zeigt sich im *Pinus*-Maximum 50 cm unter dem Hangenden (Gemeinschaft von Abietineen- und Ericaceenpollen ist schon früher von R. Potonié erwähnt worden). Der kleinste Ericaceenpollen findet sich seltener, während der große nur zwischen 7,50 und 10 m vereinzelt angetroffen wird.

Pollen zweifelhafter Herkunft

***Pollenites anulus* R. Pot.**

1931 *Poll. anulus* R. Pot., Sber. Ges. Naturf. Freunde Berlin, Nr. 1—3, Taf. 2, Fig. V 47 c.
1935 *Poll. anulus* R. Pot. & Venitz, Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 3, Fig. 88.

In der Aufsicht fast kreisrund ± 6 Exitus, ähnlich dem *Liquidambar*-Pollen, aber regelmäßiger gebaut und kleiner als dieser. Selten!

Präparat: 4 a 71,9:30,4 (24 µ).

Rezentes Vergleichsmaterial: Der von R. Potonié zum Vergleich herangezogene Pollen von *Ribes sanguinea* ist ähnlich, aber größer als der fossile Pollen.

***Pollenites dolium* R. Pot.**

Taf. 26, Fig. 8

1931 *Poll. dolium* R. Pot., Sber. Naturf. Freunde Berlin, Taf. 1, Fig. V 38 a.
1931 *Poll.* cf. *dolium* R. Pot., Sber. Naturf. Freunde Berlin, Taf. 1, Fig. V 45 d.
1931 *Poll. caroli* R. Pot., Sber. Naturf. Freunde Berlin, Taf. 1, Fig. V 51 c.
1931 *Poll. dolium solum* R. Pot., Braunkohle, H. 16, S. 229, Taf. 2, Fig. 21.
1931 *Poll. dolium megaventricosum* R. Pot., Braunkohle, H. 16, S. 229, Taf. 2, Fig. 22.
1931 *Poll. ventricosum* R. Pot., Braunkohle, H. 16, S. 229, Taf. 2, Fig. 30.
1931 *Poll.* cf. *dolium solum* R. Pot., Braunkohle, H. 16, S. 229, Taf. 2, Fig. 36, 38.
1935 *Poll. dolium* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 3, Fig. 77—80.

Seitenansicht oval mit abgerundeten Polhemisphären. Umrißlinie rauh entsprechend der grobkörnigen Exinenstruktur. Die Exitus sind gut erkennbar, doch von anderem Bau als die immer gut markierten Exitus der Nyssaceen. Auch lassen die bis dicht an die Pole reichenden Meridionalfalten eine Stellung zu *Nyssa* nicht zu. Ich habe Ähnlichkeit mit *Diospyros silvatica* feststellen können, lasse aber die Frage der Zugehörigkeit offen, da diese Pollenform auch in anderen Familien vorkommt.

Präparate: 4 a 72,7:24,0 (24 µ). — 4 a 70,5:30,4 (29,5 µ).

Weitere Vorkommen: Nach Angaben von R. Potonié & Venitz bisher nur im Miozän der Niederlausitz und in Bohrproben bei Dremmen (Rheinprovinz) gefunden.

Pollenites confinis R. Pot.

Taf. 26, Fig. 11

1934 *Poll. confinis* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 5, Fig. 3, 6, 8, 10, 11—13, 16, 21; Taf. 6, Fig. 25.

1935 *Poll. confinis* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 4, Fig. 119, 126.

Seitenansicht mehr oder weniger oval, Umrißlinie gekerbt, entsprechend der grobkörnigen Exine. Die Oberfläche erscheint netzig. Die Keimporen sind meist undeutlich, das Polbild häufig dreilappig. Häufig!

Präparate: 17 a 65,6:25,7. — 4 a 77,0:29,5 (28,5 µ). — 4 a 70,8:30,7. — 1 a 71,7:30,1 (Polbild).

Rezentes Vergleichsmaterial: Ähnliche Pollenformen finden sich bei Salicaceen, Oleaceen, Caprifoliaceen und Hamamelidaceen (ausgenommen *Liquidambar*). Einwandfreie *Salix*-Pollen sind unter *Poll. gertrudae* beschrieben.

Pollenites euphorii R. Pot.

Taf. 26, Fig. 15

1931 *Poll. euphorii* R. Pot., Braunkohle, S. 228, Taf. 1, Fig. 12 und 28.

1934 *Poll. euphorii* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 2, Fig. 33, 39; Taf. 3, Fig. 19.

1935 *Poll. euphorii* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 3, Fig. 67.

Umrißlinie oval bis rhombisch mit drei gut sichtbaren Keimporen, die im Bau viel Ähnlichkeit mit denen der *Rhus*-Pollen zeigen. Wie bei letzteren sind auch hier die Meridionalfalten von dicken Wülsten begleitet. Von *Rhus-pollenites pseudocingulum* R. Pot. unterscheidet sich die vorliegende Form durch die der Exine aufgesetzte „Steinchenschicht". Die Größe der „Steinchen" erreicht an den Polen ihr Maximum, während sie in der Gegend des Äquators bedeutend kleinere Dimensionen zeigen. Der von Wodehouse als *Rhoipites* abgebildete Pollen zeigt eine durch Oberflächenstruktur bedingte, gleichförmige Stäbchenschicht, während der von ihm gleichzeitig abgebildete *Ailanthus*-Pollen keine Stäbchenschicht zeigt. Ich habe im Gegensatz dazu gerade bei *Ailanthus grandis* im Essigsäurepräparat eine der fossilen Form ähnliche Stäbchenschicht gefunden, die hier ausgeprägter erschien als bei *Rhus* und *Diospyros*. Zerstreut!

Präparate: 10 a 70,8:15,7 (27 μ). — 10 a 69,0:23,2.
Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie (Geiseltal). — Miozän: Beisselsgrube (Niederrhein).

Pollenites edmundi R. Pot.

Taf. 26, Fig. 9

1931 *Poll. edmundi* R. Pot., Sber. Ges. Naturf. Freunde Berlin, Taf. 1, Fig. V 53 e, V 52 a, V 53 a.
1934 *Poll. edmundi* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 2, Fig. 40; Taf. 6, Fig. 19.

Die Form zeichnet sich durch stärkste Dunkelfärbung aus. Die Seitenansicht ist oval, manchmal rhombisch, die Umrißlinie wellig durch kräftige, der Exine aufsitzende Warzen. Die drei Meridionalfalten werden von dicken Wülsten begleitet, die an den Poren unterbrochen sind. Der Bau der Keimporen gleicht dem der Sapindaceenpollen, doch konnte die sehr markante Form bisher nicht untergebracht werden. Häufig erscheinen auf der Exine alternierend verschwommen helle und dunkle Bänder, die parallel zum Äquator verlaufen und wahrscheinlich auf die Anordnung der Warzen zurückzuführen sind.

Präparat: 4 a 79,2:23,0 (48 μ).
Weitere Vorkommen: Eozän: Grube Cecilie (Geiseltal). — Miozän: Grube Babina (Oberlausitz); Beisselsgrube (Niederrhein).
Poll. edmundi zeigt in seinem Auftreten gewisse Ähnlichkeiten mit *Ilex*. In Fusithorizonten scheint er jedesmal angereichert zu sein, so daß seine Kurve in den gleichen Horizonten wie die *Ilex*-Kurve zu Maximalwerten gelangt.

Pollenites ortholaesus lasius R. Pot.

1934 *Poll. ortholaesus lasius* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 4, Taf. 3, Fig. 39.
1935 *Poll. ortholaesus lasius* R. Pot., Arb. Inst. Palaeob. 5, Taf. 3, Fig. 92.

Dreilappig, ähnlich wie *Poll. laesus* gebaut, aber größer und mit kräftigerer Granulation als dieser. Selten!

Pollenites microlaesus R. Pot.

Die Form ist kleiner als *Poll. laesus* und gehört vielleicht zu dem unter *Poll. cingulum* beschriebenen *Castanopsis*-Pollen, dessen Polbild er darstellt. Er findet sich immer nur in Gemeinschaft mit dem *Poll. cingulum*.

Ich habe an der Potonié'schen Methode, die einzelnen Formen zu benennen, festgehalten, da bisher kein anderer Vorschlag den Verhältnissen im Tertiär besser Rechnung trägt. Rudolph hätte in seiner vorzüglichen Arbeit bei der Fülle der tertiären Pollenformen eine Reihe weiterer Buchstaben des Alphabets zu Hilfe nehmen müssen, wollte er alle bisher nicht bestimmten Pollenformen beschreiben. Kirchheimer hat zwar die Nomenklatur Potonié's abgelehnt, ohne aber eine Methode anzugeben, wie der Schwierigkeit abzuhelfen sei. Er beschäftigt sich wohl auch nur mit wenigen sicher bestimmten Formen und bemüht sich um deren Nachweis.

Pollenkonzentration und Häufigkeit der Gattungen in den Schichten des Margaprofils

In der Regel wurden in jeder Schicht 200—300 Pollen gezählt. Um diese Zahl zu erreichen, genügte im allgemeinen das Auszählen etwa des 4. Teiles eines Präparates (Deckglasgröße 18 mal 18 mm). In wenigen Fällen reichte die Pollenmenge nicht aus, hier mußten mehrere Präparate durchgezählt werden. Ich glaube, daß in diesen wenigen Schichten mit geringem Pollengehalt eine starke selektive Auslese im Laufe der Fossilisation zugunsten widerstandsfähigerer Arten stattgefunden hat. Eine stärkere Schädigung der Pollen dieser Schichten durch die Aufbereitung kommt nicht in Frage, da die Proben dieser Zone ein zweites Mal von mir aufbereitet wurden mit Chemikalien, die ich zur Hälfte mit Wasser verdünnte. Auch dann konnte keine höhere Pollenkonzentration beobachtet werden.

In einer ganzen Reihe von Zonen war die Pollenkonzentration so hoch, daß bis zu etwa 6000 und mehr Pollen auf ein Präparat kommen, ein Zeichen für die Brauchbarkeit der Aufbereitungsmethode.

In einigen Fällen wurde noch weiter gezählt als oben angegeben; doch konnte eine Änderung in der Konzentration der führenden Pollen nicht festgestellt werden, deswegen können die oben angegebenen Zahlen als ausreichend gelten. Die in jeder Schicht gezählten Pollen und Sporen sind in der graphischen Darstellung in absoluten Zahlen angegeben. Zu beachten ist, daß dieser Teil der Darstellung einen anderen Maßstab besitzt als die prozentmäßig eingetragenen Florenanteile.

Aus der graphischen Darstellung ergibt sich ein ähnlicher Florenwechsel im Laufe der Flözbildung, wie ihn Teumer für andere Vorkommen der Niederlausitzer Flöze nach Funden von Stubbenhorizonten und anderen makroskopischen Resten schematisch dargestellt hat, doch nicht in der von ihm geforderten alternierenden Regelmäßigkeit.

Besonders auffallend ist der *Castanopsis*-Horizont gegen Ende der Flözbildung, der einmal durch ein *Pinus*-Maximum unterbrochen wird. Dies kann keine zufällige Anhäufung der Pollen dieser Gattungen sein, denn es wird begleitet von einem relativen Ericaceenmaximum.

Eine weitere Unterbrechung erfahren die Ansammlungen von *Castanopsis*-Pollen in einem Horizont durch ein Nyssaceenmaximum, das unmittelbar nach dem Aufhören von Fusit und Sand in den Präparaten bei gänzlichem Fehlen von Betulaceen und Taxodieen auftritt. Die oberen 40 cm des Profils fallen mit einem relativen Maximum von *Sciadopitys* zusammen.

Einen bemerkenswerten Unterschied gegen die tieferen und höheren Schichten zeigt die zwischen 3 m und 5,50 m gelegene Zone, die bei völligem Fehlen der Sequoien und einem Minimum an Pinaceen ein Maximum von Betulaceen zeigt.

Die Fusithorizonte, die an der Entnahmestelle des Profils der Grube Marga viermal in etwa 1 m mächtigen Zonen wiederkehren (alle Präparate dieser Zonen führen ununterbrochen Fusitreste), zeigen, daß die Brände, denen sie entstammen, während dieser Zeit mit fast periodischer Regelmäßigkeit wiedergekehrt sein müssen. Die Fusithorizonte erreichen eine Mächtigkeit bis zu 1,30 m. An bestimmte Pflanzenvereine scheinen die Brände nicht immer gebunden zu sein (vgl. R. Potonié, 1929), denn der Betulaceen-

horizont, der kaum Koniferenpollen enthält, liegt in fusitführenden Schichten, während andere Fusithorizonte mit Maxima an Pinaceen und Sequoien zusammenfallen. Auch kann für diese Zone keine selektive Auslese zugunsten einer bestimmten Gattung festgestellt werden, es sei denn, daß man das relativ starke Auftreten von *Ilex* so bezeichnen will. Blattreste in Form „Wisbar'scher Zellen" treten nie gleichzeitig mit Fusit auf. Sie werden häufig begleitet von *Sparganium*-Pollen und deren Verwandten und weisen demnach auf hohen Feuchtigkeitsgehalt der betreffenden flözbildenden Schicht hin. In den als Wisbar'sche Zellen bezeichneten Cuticulenfetzen (Taf. 26, Fig. 24) konnten keine Spaltöffnungen nachgewiesen werden. Ihre Zugehörigkeit steht daher nicht einwandfrei fest, doch besteht die Möglichkeit, daß sie einer Pflanze mit untergetauchten Blättern angehören.

Ich fand die Beobachtung R. Potonié's bestätigt, daß die Fusithorizonte mehrmals in der Höhe der Abbruchstellen der Stubben beginnen (vgl. R. Potonié, 1929). Er bringt dort zum Ausdruck, daß zunächst der Wald durch das steigende Grundwasser zum Absterben gebracht worden war und daß die dadurch entstehende große Menge trockenen Holzes die Bodenbrände begünstigte. Das Feuer konnte aber wohl meist nicht den bereits gebildeten Torf erfassen (Erdfeuer), da das Grundwasser zu hoch stand.

Sand: Wir treffen, wie die Tabelle zeigt, in der Grube Marga zweimal auf Horizonte von 1—2 m Mächtigkeit, in denen die Kohle mit Sand gemischt ist. (Von 6,20—8,30 m und von 9,70—10,90 m über dem Liegenden). Der Sand ist grobkörnig, so daß eine regelmäßige Übertragung durch den Wind in das Flöz nicht recht möglich erscheint.. Ein Vergleich der Pflanzenelemente sandführender Schichten mit den Pflanzen der darüber und darunter liegenden reinen Kohle zeigt keine nennenswerten Unterschiede (vielleicht ein schwacher Rückgang von *Sequoia*, vgl. Diagramm, Taf. 28).

Harz: Schichten, die durch starke Anreicherung von Harzpartikelchen in den Präparaten auffallen, finden sich besonders häufig im oberen Teil des Flözes, dort, wo *Pinus* stärker vertreten ist.

Pilzsporen: Die Pilzsporen wurden im Mikrofossiliendiagramm, Taf. 28, aufgenommen, um gegebenenfalls feststellen zu können, ob sie in irgendwelcher Beziehung zu bestimmten Hölzern stehen. Es hat sich aber herausgestellt, daß zu diesem Zweck auch eine prozentuale Auszählung der einzelnen Pilzsporenformen notwendig wäre. Die Feststellung ihres bloßen Vorhandenseins genügt nicht.

Stratigraphie

Die Arbeit war ursprünglich als Beweis für die von Teumer während der Flözbildung geforderten Senkungsvorgänge gedacht. Es kann wohl in einigen Horizonten pollenanalytisch Überflutung durch Grundwasserdurchtritt oder Überschwemmung nachgewiesen werden. Diese Verhältnisse ergeben sich klar aus dem Mikrofossiliendiagramm, doch läßt sich die von Teumer geforderte Exaktheit der Senkungsvorgänge um so weniger behaupten, als es während der von Teumer als langfristige Verlandung bezeichneten Stufen doch häufig zu Standmoorbildung kam. Der Moorcharakter änderte sich mehrmals in einer einzigen von Teumer als Verlandungsperiode bezeichneten Spanne durch erneute starke Grundwasserdurchtritte, die wieder in verhältnismäßig kurzer

Zeit verlandeten und wieder auftraten, und so einen dickstämmigen Wald nicht aufkommen, aber doch einen alternierenden Pollenniederschlag der Vegetation hinterließen. Stubben eines solchen dünnstämmigen Waldes sind zwischen den dickstämmigen Stubbenhorizonten nicht erhalten geblieben, da sie nicht die Widerstandsfähigkeit der alten besitzen. Man kann also die Flözbildung nicht allein durch die Stubbenhorizonte rekonstruieren. Gothan hat schon vor Jahren gezeigt, daß die Oberfläche im Laufe der Flözbildung während langer Zeiträume keinen sumpfmoorartigen Charakter trug (vgl. auch R. Potonié, 1929), denn es wurden manchmal durch meterdicke Horizonte keine hydrophilen Florenelemente nachgewiesen, abgesehen von Sequoien. Es ist jedoch schon mehrfach darauf hingewiesen worden, daß die damals lebenden Arten dieser Gattung wohl meist das Sumpfmoor gemieden haben. Man hat bei fossilen Taxodieen aus dem Tertiär bisher keine Atemkniee gefunden. Fester Waldboden ist sicher genau so häufig gewesen wie Wasser oder grundloses Sumpfmoor die Oberfläche zu anderen Zeiten bildeten, Zeiten, die den Untergang der dickstämmigen Bestände herbeiführten.

Für die Beurteilung des Feuchtigkeitsgrades während der Flözbildungsperiode ist vor allen Dingen größere Beachtung einiger leider verhältnismäßig selten auftretender Formen notwendig. Dort, wo *Castanea*-Pollen massenhaft auftreten, ist der Boden wohl als trocken anzusprechen, dort, wo der leider seltene *Ephedra*-Pollen auftritt, kann auch an größere Bodenfeuchtigkeit nicht zu denken sein. Auf der anderen Seite werden verlandende Wasserflächen sicher durch Sparganiaceen-Pollen angezeigt, wie ich sie in den Schichten über dem Liegenden nicht selten fand, wo sie Aufschluß über die Art des Beginns der Flözbildung geben. Auch *Nyssa* gedieh wohl dort am besten, wo der Boden etwas feuchter war.

Bezeichnenderweise fallen die Fusithorizonte mit Zonen relativ hoher Feuchtigkeit zusammen, ein Beweis mehr dafür, daß faules, durch steigendes Grundwasser abgestorbenes Holz (vgl. R. Potonié, 1929) ihre Ursache gewesen ist. Ungeklärt bleibt die Dicke der Fusitschichten, die auf eine periodische Wiederkehr der Brände schließen lassen. Sie fallen mit den Minima von *Sequoia* zusammen. Wir können daraus schließen, daß diese *Sequoia*-Arten allzuhohe Bodenfeuchtigkeit nicht liebten und nicht die Träger der Brände waren, die die Fusit-führenden Schichten hinterließen, wenigstens nicht solange sie lebten. Damit ist nicht gesagt, daß das tote Holz abgestorbener *Sequoia*-Bestände nicht ein guter Nährboden für die tertiären Waldbrände gewesen sein kann.

Relative Maxima an *Ilex* finden sich nur in Fusithorizonten (desgleichen Maxima von *Poll. edmundi* R. Pot.).

Das Liegende besteht an der Entnahmestelle der Proben aus fettem Ton. Unmittelbar über dem Liegenden findet sich eine Schicht, die sich durch ihr Maximum an großen, bohnenförmigen, perisporlosen Farnsporen auszeichnet. Der hohe Feuchtigkeitsgehalt in dieser Zone während der Bildungszeit wird durch das Auftreten zahlloser *Sparganium*-ähnlicher Pollenformen, durch *Alnus*- und vereinzelte *Sphagnum*-Sporen bewiesen. Bei Keilhack findet sich über das Material des Liegenden und die Entstehung des Flözes eine Folgerung, die ihm der Pollenanalytiker glänzend bestätigen kann. Er gibt als Beginn der Flözbildung die allmähliche Verlandung eines tertiären Seebeckens an. Der hohe Prozentsatz an *Sparganium*-ähnlichen Sporen in dem untersten Stück Braunkohle wird später im Profil des Flözes nicht mehr in gleichem Maße

gefunden. Die glatte, perisporlose Farnspore (*Spor. haardti* R. Pot.), die schon 20 cm über dem Liegenden völlig verschwindet und die man häufig in rezentem Faulschlamm findet (im Faulschlamm finden sich bei uns namentlich Sporen von *Polystichum thelypteris),* deutet darauf hin, daß die Kohle des dem Liegenden aufsitzenden Streifens aus hygrophilen Pflanzen (= Sumpfpflanzen) besteht.

Aus den pollenanalytischen Befunden dieser Schicht ergibt sich demnach folgendes Bild: Letzte Reste offenen Wassers eines schon fast völlig verlandeten Sees, der durchweg mit Gräsern und Schilf bestanden ist. Etwas höher gelegene Stellen sind von Bäumen besiedelt, deren Pollenniederschlag sich gleichfalls in diesen Schichten findet. An Baumpollen finden sich wenig Taxodieen, ferner Pinaceen, *Quercus*-ähnliche, *Nyssa, Ilex, Betula.* Die unteren 30 cm des Flözes sind ferner durch das völlige Fehlen der sonst überall auftretenden Pilzsopren und -hyphen gekennzeichnet.

0,1—0,2 m über dem Liegenden: Das Bild ändert sich allmählich. *Sequoia* herrscht vor. Die Pteridophytensporen und *Sparganium*-Pollen sind zurückgegangen. Die ersten Ericaceenpollen treten auf, die begleitenden Pollen sind die gleichen geblieben wie die der ersten Schicht.

0,2—0,3 m: Die Dominanz von *Sequoia* hat sich noch gesteigert, *Sparganium* und Farnsporen sind fast verschwunden. Hier fehlen *Pinus* und Betulaceen völlig.

0,3—0,4 m: Eine auffallende Veränderung. *Sequoia* ist völlig zurückgegangen. Ihre Stelle wird von einer *Quercus*-ähnlichen Pollenform eingenommen; *Pinus, Ilex, Nyssa* und Betulaceen sind wieder stärker vertreten.

0,4—0,5 m: Die Bodenfeuchtigkeit scheint noch geringer geworden zu sein. Alle Florenelemente, die bisher auf einen höheren Feuchtigkeitsgehalt hinwiesen, fehlen, abgesehen von *Nyssa,* die stark im Rückgang begriffen ist. Der *Quercus*-ähnliche Pollen hat sein Maximum erreicht. Die dem Liegenden aufsitzenden Stubben sind nach Teumer 50 cm hoch, und nach seiner Theorie mußte der Wasserspiegel die gleiche Höhe besessen haben, als ihm der Wald, der den Stubbenhorizont hinterließ, zum Opfer fiel. Die Wasserfläche mußte verlanden, und in Übereinstimmung mit der Teumer'schen Theorie zeigt der pollenanalytische Befund hier an den Abbruchstellen der Stubben schon trockenere Pflanzenelemente als bisher. *Sequoia* zeigt einen geringen Anstieg.

0,5—0,6 m: *Sequoia* scheint alles übrige wieder verdrängt zu haben. *Alnus* deutet auf Feuchtigkeit hin, Ericaceenpollen zeigen einen schwachen Anstieg.

0,6—0,7 m: Fossilleer. (Vielleicht anfangs starke Oxydation.)

0,7—0,8 m: Erneute Sumpfmoorbildung durch Grundwasserdurchtritt. Diese wird durch hohen Prozentsatz an *Sparganium*-ähnlichen Pollen angezeigt. Hier wurden ferner *Sphagnum*-Sporen gefunden, *Alnus* ist mit seinem Höchstsatz am Pollenbild dieser Schicht beteiligt, der allerdings relativ gering bleibt. Mit Zuflug der *Alnus*-Pollen kann immer noch gerechnet werden, denn *Sphagnum* und *Alnus* bilden einen gewissen Gegensatz. Beherrscht wird das Bild wieder von *Sequoia* neben anderen Koniferen, auch *Nyssa* tritt stark hervor, um jedoch bei

0,8—0,9 m: wieder zurückzufallen. Die Torfmoose und Igelkolben und auch die Erlenpollen sind verschwunden. Es ist wieder trockener geworden. *Castanea* und *Castanopsis* treten auf. Die Koniferen sind weitaus am stärksten vertreten, was auch bei

0,9—1,0 m: noch der Fall ist, wo *Sequoia* wieder alles andere stark zurückgedrängt hat, doch läßt sich ein Anwachsen von *Betula, Alnus,* unbestimmten Betulaceenpollen, *Nyssa* und *Carya* beobachten.

1,0—1,1 m: Einen sehr starken Rückgang zeigen die ungeflügelten Koniferenpollen zugunsten der *Quercus*-ähnlichen, aber auch die Betulaceen gehen zurück. Hier beginnt ein 0,7 m mächtiger Fusithorizont. *Ilex* tritt auf neben *Rhus,* die bei

1,1—1,2 m: ihr Maximum besitzt, wie überhaupt in dieser Zone dikotyle Holzgewächse vorherrschen, doch fast ohne Betulaceen. Der hohe Prozentsatz an *Lycopodium*-Sporen muß hervorgehoben werden. Die Kohle dieser Schicht zeigt einen auffallend geringen Pollengehalt. Bei dieser Gelegenheit sei erwähnt, daß die Auszählung in solchen Schichten wahrscheinlich ein schiefes Bild ergibt, wenn man sie mit pollenreichen Schichten vergleicht, da hier sicher eine selektive Auslese zugunsten stabilerer Formen stattgefunden hat. Aus diesem Grunde konnte auch auf ein Auszählen weiterer Präparate solcher Schichten verzichtet werden.

1,2—1,3 m: Der Pollengehalt ist wieder normal. Die flügellosen Koniferenpollen bleiben bis zum Ende des Fusithorizontes in der Minderzahl. *Sequoia* ist hier noch vertreten. *Nyssa* ist im Steigen begriffen, *Alnus* deutet auf eine gewisse Feuchtigkeit hin. Andere Betulaceen, *Quercus*-ähnliche und *Castanea* vervollständigen das Bild.

1,3—1,4 m: Ein gewisser Feuchtigkeitsgrad wird wiederum durch *Sphagnum* und *Sparganium* angezeigt. Bei zahlenmäßigem Tiefstand der flügellosen Koniferenpollen bemerkt man ein geringes Steigen der geflügelten; dasselbe gilt auch für *Nyssa* und den *Quercus* ähnlichen *Poll. henrici.* Dieser erreicht bei

1,4—1,5 m: ein gewisses Maximum, ohne daß sich die Schicht wesentlich von der vorigen und der kommenden von

1,5—1,6 m: unterscheidet. Das Fehlen von *Sequoia* und Verwandten bei sehr hohem Fusitgehalt hält an. *Ilex* und *Nyssa* sind relativ stark vertreten.

1,6—1,7 m: zeigt in den Fusitschichten eigentümlichen geringen Anteil an Taxodieen. Der Fusitgehalt ist hier aber wesentlich geringer als vorher. Man ersieht aus dem Mikrofossiliendiagramm ein sofortiges Anwachsen von *Sequoia.* Es muß bei dieser eigentümlichen Beobachtung damit gerechnet werden, daß sich in Fusithorizonten das Pollenspektrum zuungunsten von *Sequoia* verschiebt. Es zeigt sich gleichzeitig, wie wichtig es ist, auch die Beobachtung über Fusitvorkommen aufzuzeichnen. Auffällig ist das Vorherrschen von *Castanea* in dieser Zone. Geflügelte Koniferenpollen sind in allen Schichten des Flözes in wenig schwankenden Verhältnissen zu finden. Doch spielen sie im unteren Teil des Profils bis etwa zur Hälfte nicht die Rolle, die sie in der oberen Hälfte spielen, wo sie meist das Bild vor allen anderen Formen beherrschen.

1,7—1,8 m: *Sequoia* breitet sich stärker aus, *Nyssa* ist ebenfalls in großer Zahl vertreten. *Alnus* ist mit weniger als 1% beteiligt. Florenelemente, die mit Sicherheit auf besonders hohen Feuchtigkeitsgehalt oder gar auf offenes Wasser deuten, sind in dieser Schicht nicht vorhanden. Auffälligerweise steigt die *Alnus*-Kurve im ganzen Flöz nur selten einmal bis über 1% an.

1,8—1,9 m: Das Bild ist bei noch stärkerer Beteiligung von *Sequoia* dasselbe wie vorher.

1,9—2,0 m: *Sequoia* geht zurück, die *Castanea*-Kurve steigt an. Diese Schicht ist nach Teumer etwa die Basis eines neuen Stubbenhorizontes. Die Stubben haben eine Höhe von 0,7 m. Da es sich wohl in der Hauptsache um *Sequoia*-Stubben handelt, muß darauf hingewiesen werden, daß die Pollenproduktion zunächst durch das allmähliche Absinken (steigendes Grundwasser) unberührt geblieben ist. Der stetig steigende Feuchtigkeitsgehalt des Bodens muß eine üppige Vegetation zugelassen haben, um den Raum neben dem Stubben mit Torfsubstanz auszufüllen, was aber die Bäume nicht geschädigt hat. Erst bei 0,7 m über der Basis des Stubbens ist der Waldboden so stark abgesunken, daß eine Bodenflora nicht mehr gedeiht und das zwischen den Bäumen stehende offene Wasser diese zum Absterben bringt. Wir sehen auch genau, wie nach Beendigung der ersten *Sequoia*-Periode nach Schluß dieser zweiten wieder ein Fusithorizont auftritt, an dessen Bildung ungeheure Mengen faulenden Holzes des jetzt zusammenstürzenden Waldes beteiligt gewesen sein mögen. Zur gleichen Zeit setzt auch wieder ein gewisses Maximum an farnartigen Sporen ein.

Ich will noch vorausnehmen, daß Teumer als Basis für den 4. Stubbenhorizont 5,5 m über dem Liegenden angibt und daß sich auch hier eine ausgezeichnete Übereinstimmung zwischen der pollenanalytischen Untersuchung und Teumer's Angaben ergibt, denn die Überlieferung der Pollenproduktion von *Sequoia,* die bei 3 m fast ganz aussetzt, beginnt erst wieder bei 5,5 m über dem Liegenden. Der 3. Stubbenhorizont besteht nach Teumer's Skizze aus schräg gestellten, 1,5 m hohen Stämmen, deren Basis bei 4 m liegt. Hier liegen Verhältnisse vor, die noch nicht pollenanalytisch geklärt werden konnten, da keine Koniferenpollen, weder geflügelte, noch ungeflügelte, gefunden wurden. Der Pollenniederschlag dieser Schichten besteht merkwürdigerweise hundertprozentig aus dikotylen Pollen.

Um alle Übergänge besser verfolgen zu können, sollen die Schichten weiter von 0,1 zu 0,1 m beschrieben werden.

2,0—2,1 m: *Castanea* tritt sehr stark hervor.

2,1—2,2 m: *Sequoia* steht wieder an der Spitze, die Zahl der geflügelten Koniferenopllen ist im Wachsen begriffen. Alle Laubhölzer gehen zurück.

2,2—2,3 m: Nur 4 Pollen pro Präparat.

2,3—2,4 m: Laub- und Nadelhölzer halten sich die Waage bei geringer Beteiligung von *Sequoia.* An Laubhölzern sind *Castanea, Quercus*-ähnliche, *Nyssa* und wenig Betulaceen vorhanden.

2,4—2,5 m: Die *Sequoia*-Kurve steigt an, um bei

2,5—2,6 m: wieder ein Maximum zu erreichen, während die übrigen Florenelemente zahlenmäßig konstant bleiben.

2,6—2,7 m: *Sequoia* ist stark zurückgegangen, Pinaceen sind an Zahl gewachsen, desgleichen der *Quercus* ähnliche *Poll. henrici.* Zu *Quercus* kann hier auch der dreilappige *Poll. laesus* gehören, der aber möglicherweise auch zu Sapindaceen und verwandten Familien gerechnet werden kann.

2,7—2,8 m: *Sequoia* erreicht zum letzten Male im unteren Teil des Flözes ein Maximum und verschwindet im nächsten Horizont bereits nahezu.

2,8—2,9 m: Hier sind es noch *Quercus* ähnliche Pollen, die zahlenmäßig führen. Der Horizont fällt, wie schon erwähnt, mit der Höhe der Abbruchstellen des zweiten Stubbenhorizonts in Teumer's Skizze zusammen. Schon in der nächsten Zone, bei

2,9—3,0 m: sieht man eine 0,5 m mächtige Schicht beginnen, die vorwiegend Betulaceenpollen aufweist, und deren hohe Bodenfeuchtigkeit durch teilweise recht zahlreiche Sparganiaceenpollen genügend bewiesen ist. Ein neuer Fusithorizont beginnt, wieder verursacht durch das noch zahlreich herumliegende, faulende *Sequoien*-Holz. Ein wachsender Prozentsatz an Farnsporen kennzeichnet wieder das Ende dieser Nadelwaldperiode.

3,0—3,1 m: Die noch nicht eindeutig bestimmbare Farnspore *Spor. neddeni* erreicht in diesem, stark mit Fusit durchsetzten Horizont ihr Maximum. Wir sehen in der 2,5 m mächtigen, kommenden Laubwaldzone von 3,0 — 3,5 m die Betulaceen vorherrschen, die dann zugunsten der *Quercus*-ähnlichen bis zur Höhe von 4,5 m zurücktreten und dann wieder einer absoluten Betulaceenvorherrschaft Platz machen. Sehr hohen Gehalt an Bodenfeuchtigkeit (aber nicht offenes Wasser) scheinen die beiden Betulaceenhorizonte aufzuweisen. Der erste wird von einem hohen Gehalt von *Sparganium* begleitet, der zweite weist zahlreiche *Sphagnum*-Sporen auf. Bei 3,4 m hört die erste Vorherrschaft der Birkengewächse schlagartig auf. Das starke Anwachsen der Sparganiaceen weist darauf hin, daß der Grund ein erneutes Absinken gewesen sein kann, das jedoch nur kurze Zeit andauert, denn wir finden in der folgenden Zone Sparganiaceen nicht mehr vor.

3,4—3,5 m: Es herrschen bereits die *Quercus*-ähnlichen Formen, begleitet von steigenden Mengen jener kleinen Pollen, die R. Potonié zu den Leguminosen gestellt hat.

3,5—3,8 m: Es herrschen noch immer die gleichen Verhältnisse, doch ist diese Zone stark mit *Castanea*-Pollen durchsetzt, bei fallender Pinaceen- und steigender *Ilex*-Kurve. Die Zahl der Betulaceen bleibt von 3,4 — 4,5 m immer auf gleicher Höhe. Die Zonen um 4,0 m enthalten wieder wenig Pilzsporen.

3,8—4,0 m: Bei höherem Fusitgehalt hat *Ilex* ein Maximum; Leguminosen (?) und *Castanea* sind zurückgegangen.

4,0—4,2 m: Hier sind die Leguminosen (?) wieder zahlenmäßig gewachsen, *Castanea* desgleichen. Die ersteren verschwinden dann für einige Zeit, die Kurve der letzteren steigt zunächst noch an, doch scheint bei 4,1 m ein allmähliches Absinken zu beginnen, Sporenpflanzen und Sparganiaceen sind vorhanden. Bei 4,2 m kommt *Nyssa* wieder auf.

4,2—4,4 m: Diese Schicht weist einen sehr hohen Prozentsatz des dreilappigen *Poll. laesus* auf.

4,4—4,5 m: Die Ericaceen haben ihr Maximum bei einem relativen Höhepunkt von *Pinus*. *Nyssa* ist stark angewachsen, sie hält sich auch noch bei

4,5—4,6 m: wo alles andere zugunsten der Betulaceen zurückzutreten beginnt.

4,6—4,7 m: ist ein Betulaceenhorizont, in dem wieder *Sphagnum*-Sporen gefunden werden. Das paßt gut für Zwischenmoor mit Hochmooranflug. Überhaupt pflegt in Zwischenmooren gern etwas *Sphagnum*-Anflug zu sein, oft auf ganz trockenem Boden. Hochmoor braucht nirgends vorhanden zu sein. Davon spricht man erst beim Überwiegen von *Sphagnum*. Hier werden etwa 80% Betulaceenpollen nachgewiesen. Da dieser Horizont eine Mächtigkeit von 0,5 m besitzt, dem 5 Proben übereinander entnommen wurden, so ist eine zufällige Ansammlung ausgeschlossen. Weitere, noch nicht abgeschlossene Arbeiten des Verfassers haben für andere Gruben des Niederlausitzer Reviers in den gleichen Zonen das gleiche Ergebnis gezeigt. Das ganze Gebiet war

zu diesem Zeitpunkt mit Betulaceen bestanden (relativer Stillstand der Senkung?), von denen eine noch nicht näher bestimmte Gattung vorherrscht. Der Restpollen setzt sich aus vielleicht zugeflogenen *Pinus*, wenigen Ericaceen, *Poll. laesus, Castanea, Carya, Quercus* (?), *Ulmus, Liquidambar* und einigen anderen wenig auffallenden Elementen zusammen.

5,1—5,2 m: Die Betulaceen sind stark zurückgegangen und erreichen noch einmal bei

5,2—5,3 m: einen Maximalwert.

5,3—5,4 m: Es erscheint wieder das gleiche Florenbild, wie es die Zonen über dem ersten Betulaceenhorizont zeigen, nämlich ein Anwachsen von *Quercus* (?), *Castanea, Ilex* und der Leguminosen (?). Steigende *Pinus*-Kurve, *Sphagnum* und ein beginnender Fusithorizont sind weitere Kennzeichen dieser Periode, die mit 5,5 m über dem Liegenden abschließt. Hier hört auch in Teumer's Skizze ein Stubbenhorizont auf, dessen Stubben eine Höhe von 1,5 m besitzen. Die Stämme sind gegen die Basis seitlich verschoben. Unmittelbar darüber finden wir bei Teumer einen weiteren Stubbenhorizont angegeben. In gleicher Höhe setzen auch unvermittelt die Ablagerungen von *Sequoia*-Pollen wieder ein. Auch die Pinaceenkurve zeigt ein starkes Anwachsen. Von den Laubhölzern sind die Betulaceen immer noch stark beteiligt. Alle übrigen gehen zurück. Der Stubbenhorizont, dessen Basis bei 5,5 m liegt, besteht demnach wieder aus Sequoien. Die einzelnen Stubben erreichen hier nach Teumer eine Höhe von 0,5 m. Ihre Abbruchstellen liegen also bei 6 m über dem Liegenden. Ein spürbares Nachlassen der Nadelhölzer erfolgt bei 6,2 m, wie aus dem Mikrofossiliendiagramm hervorgeht. Hier finden wir einen steilen Anstieg der *Castanea*-Pollen. In den Schichten von

5,5—6,2 m: erfolgte der Pollenniederschlag der Nadelhölzer ohne jede Unterbrechung.

Von 6,2 m an sind die Präparate aller Schichten bis zur Höhe von 8,2 m durchweg von feinkörnigem Sand durchsetzt, der von Einschwemmungen oder Einwehungen herrührt. Die vertikale Ausdehnung des Horizontes läßt genau wie bei den Fusithorizonten, die immer in einer gewissen Mächtigkeit lückenlos aneinanderstoßen, auf eine periodische Wiederkehr ihrer Ursachen schließen. Es besteht größere Wahrscheinlichkeit, daß der Sand eingeschwemmt ist, da er ziemlich grobkörnig ist. Wenn er eingeweht wäre und die Verwehungen in die Blütenperiode gefallen wären, müßte man befürchten, daß der Pollenniederschlag durch den Wind stark beeinflußt ist. Daß dies jedoch nicht der Fall ist, beweist vor allem die *Pinus*-Kurve zwischen den beiden Sandhorizonten, die hier, wie in den Sandhorizonten, keinerlei Schwankungen aufweist, die auf ein solches Verhalten hinweisen würden.

Das Pollenbild zeigt hintereinander von 4,0—4,5 m *Castanea* mit *Quercus* (?) vorherrschend, von 4,5—5,1 m das Betulaceenmaximum, dann wieder *Castanea* mit *Quercus* (?), von 5,1—5,5 m, von da an bis 6,2 m Nadelhölzer, vorwiegend *Pinus*.

Bei der Beschreibung des Betulaceenhorizontes muß noch erwähnt werden, daß dessen Zwischenmoorcharakter durch das Auftreten von *Helicosporium* neben *Sphagnum* erwiesen ist; man könnte auch von Hochmoor in statu nascendi sprechen. (Vgl. H. Potonié, Die rezenten Kaustobiolithe 1911, S. 123 u. f.).

Das bei 6,2 m einsetzende Steigen der *Castanea*-Kurve hält an bis zur Höhe von 6,5 m. Von hier ab beobachtet man ein vorübergehendes Fallen. Der tiefste Punkt der Kurve liegt bei 7 m. Von 6,8—7,2 m tritt die

markante, mit *Poll. edmundi* bezeichnete Form, deren unbekannter Erzeuger immer nur mit Minima von *Castanea* zugleich auftritt, hervor. Auch mit Sequoien scheint sich die Form nicht gut zu vertragen, wie ein Blick auf die graphische Darstellung lehrt.

Schon bei 7,3 m ist *Castanea* wieder der vorherrschende Baum, geht dann aber rapide zurück. Während der *Castanea*-Periode findet sich bei Teumer kein Stubbenhorizont. Daraus geht hervor, daß das Holz von *Castanea* wie das aller Laubhölzer wohl zur Fossilisation wenig geeignet und nicht mehr nachweisbar ist. *Pinus* ist während dieser Periode am Pollenspektrum immer erheblich beteiligt und wächst bei 6,9 m zugleich mit *Poll. edmundi* an und geht dann wieder zugunsten von *Castanea* etwas zurück. Bei 7,6 m erhält *Pinus* wieder die Oberhand. Die Beteiligung von *Quercus* (?) ist höher. Bei 7,7 m wurden vereinzelte *Sphagnum*-Sporen gefunden, die immer ein Zurückgehen von *Castanea* begleiten. Sie vertragen sich eben am besten mit *Betula* und *Pinus*. *Pinus* bleibt jetzt vorherrschend bis zur Höhe von 8 m. Dort ist nach Teumer die Basis eines neuen Stubbenhorizontes zu finden. Die Stubben haben wieder eine Höhe von 0,5 m. Die Kurve von *Sequoia* zeigt steigende Tendenz von 8,3 m an, eigentümlicherweise mit dem Aufhören des Sandes. Es kann auch angenommen werden, daß erst hier die Basis des neuen Stubbenhorizontes liegt, da bestimmte Schichten, an verschiedenen Stellen des Flözes gemessen, auch in der Grube Marga geringe Höhenunterschiede zeigen. Jedenfalls scheinen zwischen dem Auftreten dieser Sandhorizonte und dem Wachstum von *Sequoia* Beziehungen bestanden zu haben. Der vorige Stubbenhorizont hört nach Teumer bei 6,0 m auf. Von 6,3 m ab zeigt sich der Sand in meinen Präparaten, verbunden mit einem starken Rückgang des *Sequoia*-Pollens. Bei 8,0 m liegt nach Teumer, wie schon erwähnt, die Basis eines neuen Stubbenhorizonts. Bei 8,2 m hört der Sand auf, während die *Sequoia*-Kurve stark ansteigt.

8,0–8,2 m: Geflügelte und ungeflügelte Koniferenpollen sind gleich stark vertreten, *Castanea* und *Quercus* (?) subdominant.

8,2—8,3 m: Es sind die gleichen Formenelemente vertreten wie vorher, doch ist *Castanea* am stärksten beteiligt.

8,3—8,5 m: *Sequoia* zeigt maximales Auftreten, die Laubhölzer gehen bis auf geringe Reste völlig zurück. Wie das Auftreten von Sparganiaceen und *Alnus* zeigt, ist es feuchter geworden.

8,5—8,6 m: Auch *Sphagnum* kommt vor. „Wisbar'sche" Zellen sind hier — wie in anderen hochmoorartigen Schichten ohne Fusitgehalt — nachweisbar.

8,6—8,9 m: Das Verhältnis von geflügelten und ungeflügelten Koniferenpollen bleibt fast gleich. Auch der geringe Prozentsatz an begleitenden dikotylen Pollen ist unverändert.

8,9—9,0 m: Hier bleibt *Pinus* hinter *Sequoia* stark zurück, während die *Castanea*-Kurve vorübergehend ansteigt.

9,0—9,3 m: Allmählicher Anstieg von *Pinus*, um den gleichen Betrag, um den *Sequoia* zurückgeht. Steigen des Gehalts an *Nyssa* und *Rhus*.

9,3—9,4 m: *Castanea* ist wiederum angestiegen, geht aber bei

9,4–9,5 m: zurück und macht einem *Pinus*-Maximum Platz. Teumer gibt mit 9,5 m die Basis eines neuen Stubbenhorizonts an. Die Kurve von *Sequoia* zeigt zwischen diesem und dem vorigen Stubbenhorizont wohl ein starkes Zurückgehen, doch kein völliges Fehlen des Pollens. Die Abbruchstellen dieses

Stubbenhorizonts liegen bei 10,0 m, während der Pollen erst bei 10,4 m allmählich verschwindet, also die gleichen Verhältnisse wie im 1. und 2. Stubbenhorizont. Von 9,6 m an läßt sich ein allgemeines Zurückgehen der Koniferen beobachten, die bei 9,8 m ihr Minimum erreichen. Dafür wird in dieser Höhe zum letztenmal im Flöz ein absolutes Maximum von *Castanea* nachgewiesen. Bei 9,7 m beginnt die Sandbeimengung von neuem.

9,8—10,3 m: *Pinus* und *Sequoia* dominieren. *Ilex* und *Poll. edmundi* beginnen von 10,0 m an allmählich zu steigen. Dieses Verhalten kündet den bei 10,3 m tatsächlich einsetzenden Brandhorizont an, in dem diese beiden wie gewöhnlich ihre Maxima erreichen. Von 10,0 — 10,3 m konnte wieder das Vorhandensein von *Sphagnum* festgestellt werden, das auch, wie schon erwähnt, in ursächlichem Zusammenhang mit dem folgenden Fusithorizont steht.

10,4—10,7 m: fällt durch das Fehlen der Sequoien auf, wie der noch zu beschreibende Rest des Flözes durch seinen steten Wechsel der Flora überrascht, der meist keinen Mischwald zuläßt, wo immer eine bestimmte Art überwiegt. Hierzu kommt, daß Gattungen vorherrschen, die im unteren Teil des Flözes gar nicht oder doch nur selten gefunden wurden, wie jetzt *Castanopsis* und etwas später *Sciadopitys*.

10,7—10,9 m: Der Horizont steht im Zeichen von *Castanopsis*, dem wenig *Pinus* beigemengt ist. Bei 10,9 m hört die Sand- und Fusitbeimengung zugleich auf. Unvermittelt tritt ein absolutes Maximum von *Nyssa* auf. Daß es sich dabei nicht um eine zufällige Ansammlung von *Nyssa*-Pollen in der bearbeitenden Probe handelt, zeigt der Prozentsatz von *Nyssa* in der Schicht darüber und darunter, die ihrerseits von den angrenzenden Schichten schon durch verhältnismäßig hohen *Nyssa*-Gehalt abstechen. Eine genaue Untersuchung angrenzender Gruben wird zeigen, ob es sich um eine örtlich beschränkte, oder eine allgemeine Überschwemmung der Gegend durch *Nyssa* handelt.

11,0—11,4 m: Hier herrscht *Castanopsis* wieder vor mit Werten bis zu 55%. Bemerkenswerte Zahlen zeigt allenfalls noch *Pinus*. Ebenso auffällig, wie das eben beschriebene *Nyssa*-Maximum, ist das bei

11,4—11,5 m: auftretende Maximum von *Pinus*, das ebenso wenig eine zufällige Anhäufung von *Pinus*-Pollen ist, wie das gleichzeitige relative Ericaceenmaximum beweist. *Pinus* ist hier mit 60% am Pollenspektrum beteiligt. In der Torfanalyse würde der Wert für *Pinus* noch höher ausfallen, da man dort die Ericaceen außerhalb der Baumpollen zählt.

Bei 11,3 m findet sich nach Teumer die Basis des obersten Stubbenhorizontes. Der Pollen von *Sequoia* ist von 11,5 m ab wieder merklich am Pollenspektrum beteiligt. So zeigt auch dieser letzte Stubbenhorizont eine im Profil nur um 0,2 m differierende Übereinstimmung mit dem pollenanalytischen Befund, eine Differenz, die, wie schon erwähnt, damit zu erklären ist, daß die Maße Teumer's einer anderen Stelle des Flözes entstammen und deshalb nicht genau mit den Höhenangaben der von mir untersuchten Proben übereinstimmen können.

11,5—11,6 m: *Pinus* hat, so überraschend wie sie vorher maximal auftrat, wieder *Castanopsis* Platz gemacht, die auch ohne Übergang sofort wieder mit 44% auftritt.

11,6—11,8 m: Diese Schicht bringt wieder einen starken Rückgang von *Castanopsis*, dafür aber für die Schichten unter dem Hangenden des Niederlausitzer Unterflözes zahlreiche Pollen von *Sciadopitys*.

Ich hatte mein Mikrofossiliendiagramm schon seit über ein Jahr fertiggestellt, als mir Gothan das eigentümliche Vorkommen von Nadeln der japanischen Schirmtanne, an deren Bestimmung Kirchheimer hervorragenden Anteil hat, berichtete. Es war mir daher eine besondere Freude, nachträglich einen neuen Beweis für die Richtigkeit der Pollenbestimmung zu erhalten (vgl. Gothan, 1936).

Sciadopitys geht dann bei 11,8—11,9 m noch einmal zurück zugunsten von *Pinus,* ist aber in der Schicht unmittelbar unter dem Hangenden wieder maßgeblich am Pollenspektrum beteiligt. Das Maximum in dieser letzten Schicht zeigt wieder *Castanopsis.* Subdominant ist *Sequoia,* Pinus aber nur wenig vertreten. In der *Pinus*-Zone bei 11,5 m wurden eigentümlicherweise keine Pilzsporen gefunden.

Unvermittelt, wie der Wechsel der Floren in den letzten Schichten vor sich ging, bricht die Flözbildung ab. Das Hangende besteht aus Kohlenletten, Sanden, denen immer noch Kohlenstückchen in wechselnden Mengen beigemischt sind. Diese auf ihren Pollengehalt zu untersuchen, wird Aufgabe einer späteren Arbeit sein.

Wie in anderen Gruben des Niederlausitzer Unterflözes findet sich auch in der Grube Marga, etwa 2,5 m unter dem Hangenden (siehe auch Kirchheimer, 1933), ein Schwelkohlenhorizont. Bei der pollenanalytischen Untersuchung stößt man hier auf auffallend zahlreiche Harzkörperchen. Aus der Tabelle läßt sich die Schwelkohlenlage unschwer am plötzlichen Hervorspringen der *Pinus*-Kurve bei etwa 9,5 m über dem Liegenden erkennen, auch ohne daß man ihre genaue Lage vorher weiß. Auch Kirchheimer weist gelegentlich einer Untersuchung der Grube Freigericht darauf hin, daß Schwelkohlen vorwiegend Exinen von *Pinus*-Pollen führen können.

Vergleich mit anderen Untersuchungsergebnissen

Als eine der neuesten pollenanalytischen Arbeiten des Tertiärs ziehen wir zunächst einmal die letzte Arbeit Rudolph's zum Vergleich heran. Rudolph beschäftigt sich mit der Braunkohle von Nordböhmen. Nach ihm scheint dort der Pollen der Taxodien, insbesondere der von *Sequoia* bedeutend seltener aufzutreten als in der Lausitz, oder er dürfte doch nicht in dem gut bestimmbaren Erhaltungszustand wie hier vorhanden sein, so daß bei Rudolph eine Reihe von Pollentypen zu einem Prozentsatz gelangt, der möglicherweise irreführt. Rudolph führt einen manchmal sehr hohen Prozentsatz von Gramineenpollen an, wie ich ihn nur im Liegenden der Grube Marga antraf. Ich glaube bei Rudolph's pollenanalytischer Erfahrung zwar nicht an die Möglichkeit einer Fehlbestimmung in dieser Richtung, doch könnte vermutet werden, daß den Taxodienpollentypen zu geringe Beachtung geschenkt worden ist, wie es überhaupt auch sonst bei den anderen pollenanalytischen Arbeiten über tertiäre Schichten gegangen zu sein scheint. So erklärt sich vielleicht das zeitweilige übermäßige Auftreten von *Pinus* bei Rudolph; in gewissen Zonen der Niederlausitzer Kohle haben sich allerdings ähnliche Verhältnisse herausgestellt. Man braucht dabei nicht an eine selektive Auslese zu denken.

Was die Ansicht Rudolph's über den *Tsuga*-Pollen betrifft, so teile ich durchaus seine Meinung, daß dieser Pollen für das Pliozän in höheren

Prozentsätzen charakteristisch ist, doch kommen beide von ihm angeführten Pollenformen von *Tsuga* vereinzelt auch im älteren Niederlausitzer Tertiär vor.

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß ich nach der Durchsicht der Präparate Wolf's aus der Grube Freigericht bei Hanau seine *Spor. macroserratus* (nicht *Spor. macroserratus pilosus*) als *Tsuga*-Pollen sicherstellen konnte, so daß wir auch hier einen recht erheblichen Prozentsatz an *Tsuga* erhalten, wie das ja auch durch Kirchheimer festgestellt wurde. Der in der Arbeit (R. Potonié & Venitz, 1934, S. 52) sich findende Vergleich mit dem pliozänen *Tsuga*-Pollen ist hinfällig, da es sich bei der miozänen Form aus der Beisselsgrube nach meiner Feststellung um den Pollen der japanischen Schirmtanne handelt.

Ferner finden sich *Tilia* und *Fagus* im Pliozän häufiger als im älteren Tertiär; im Eozän fehlen deren Pollen, während *Castanea* im Pliozän zurückgeht (siehe auch R. Potonié).

Rudolph (1935) weist mit Recht auf größere Ungenauigkeit der tertiären Pollenspektren gegenüber den alluvialen hin, was die Angabe der wirklichen Florenverhältnisse betrifft; dies liegt an der Vernachlässigung der Pollen insektenblütiger Bäume, die im Tertiär stärker als in Alluvialablagerungen vertreten waren. Vom stratigraphischen Standpunkt aus betrachtet, bleibt die Möglichkeit des Nichterhaltenseins einer Reihe von Pollenformen gleichgültig. Die Hauptsache ist, daß wir mit dem meist gut erhaltenen Rest der Pollen genügend Material zur Altersbestimmung erhalten. Wir können damit zufrieden sein, daß die Ablagerungen der verschiedenen geologischen Abschnitte im Tertiär sowohl verschiedene Formen wie verschiedene Florengesellschaften überliefert haben, die sich bei der allmählich größer werdenden Erfahrung noch stärker herausschälen werden. Die große Reihe der durch das ganze Tertiär auftretenden Formen wirkt bei der Analyse kaum mehr störend.

Mit Rudolph's miozänen Spektren haben meine Niederlausitzer Diagramme den hohen Prozentsatz an *Pinus* (beide Rudolph'sche *Pinus*-Typen sind gleich häufig wie nach ihm selber) gemeinsam. *Tsuga* fehlt im Niederlausitzer Tertiär nicht gänzlich wie im nordböhmischen Miozän, ist aber selten. *Picea* fehlt auch im Unterflöz der Niederlausitz bis auf ganz vereinzelte Exemplare in der Grube Werminghoff, ist aber im Oberflöz hier und da zu finden.

Juglans habe ich in den drei von mir genauer untersuchten Niederlausitzer Gruben nur in zwei Stücken angetroffen, *Carya* und *Pterocarya* sind in der Grube Marga vereinzelt in fast allen Zonen zu finden, doch nicht in der gleichen Häufigkeit wie bei Rudolph. In der Grube Werminghoff zeigen sie sich noch seltener, während sie im Oberflöz (Clara III) noch spärlicher auftreten.

Rhus ist häufig, wie auch Rudolph für die meisten Schichten erwähnt.

Ein wesentlicher Unterschied gegenüber dem Miozän Nordböhmens kann in den Niederlausitzer Schichten, abgesehen von deren hohem Prozentsatz an *Sequoia*, kaum festgestellt werden. Selbst *Sciadopitys*, die in allerletzter Zeit hier größere Bedeutung erlangt hat, ist offenbar durch Rudolph's „Typus A" in Nordböhmen im gleichen Verhältnis vertreten wie in der Lausitz.

Ein Vergleich eines Pollendiagramms der Lausitz mit pliozänen oder eozänen Diagrammen zeigt, daß eine Unterscheidung dieser Abschnitte durch die Pollenanalyse kaum noch Schwierigkeiten bietet, wie das denn auch schon von R. Potonié und Rudolph betont worden ist.

Es tritt im Pliozän eine allmähliche Verarmung der Formenzahl ein, z. B. durch Ausfall verschiedener Juglandaceen. *Tsuga* und *Picea* sind häufiger, *Pinus* ist durch den Pollen von *Pinus silvestris* ähnlichen Typen stärker vertreten, während die durch *Pinus - pollenites microalatus* R. Pot. vertretenen Arten zurückgehen.

Das Eozän unserer Breitengrade zeichnet sich dagegen durch noch höheren Prozentsatz tropischer Laubhölzer und Betulaceen-ähnlicher, wahrscheinlich z. T. zu *Engelhardtia* gehöriger Formen aus. Ich habe das Diagramm einer eozänen Lausitzer Schicht abgebildet, das zeigt, daß diese Zone nur 4,5% Koniferenpollen gegenüber 95,5% Dicotyledonenpollen enthält, ein Verhältnis, das wohl gelegentlich im Miozän auftreten kann, im Eozän aber die Regel ist (vgl. auch R. Potonié, 1933, wo in keiner der von R. Potonié untersuchten 37 Schichten mehr als 5% Koniferenpollen gefunden wurden). Im Eozän ist auch vor allem auf eine Reihe wenig beachteter, weil seltener, Formen zu achten, die für das Eozän typisch sind (vgl. R. Potonié, Ztschr. Braunk., 1933). *Smilax*-Arten, die sowohl Potonié aus dem Geiseltaleozän wie Wodehouse aus dem Green River Eozän (N. A.) abbilden, sind in der Lausitzer Braunkohle äußerst selten.

Man wird zunächst nicht jede geringe Probe aus dem Tertiär altersmäßig auf mikrobotanischem Wege genau bestimmen können, und zwar wegen der nicht seltenen zufälligen Anhäufung gewisser Formen. Doch läßt sich wohl auf Grund der vorliegenden Ergebnisse eine Bestimmung durchführen, wenn ein Profil in einer, wenn auch geringen, Mächtigkeit vorliegt. Anders geht es übrigens bei der gewöhnlichen Pollenanalyse der Torfe usw. meist auch nicht.

Pollendiagramme sicherer oligozäner Ablagerungen unserer Breitengrade stehen noch aus, so daß zunächst noch nichts über Pollenbilder dieser Altersstufe gesagt werden kann, und so ist es uns auch zur Zeit noch nicht möglich, die noch schwebende Streitfrage zu klären, ob die Niederlausitzer Braunkohle (und mit ihr weitere deutsche Braunkohlenablagerungen) dem unteren Miozän oder dem oberen Oligozän zuzurechnen sind. Nach Vergleich mit den Rudolph'schen Pollenspektren neige ich allerdings der Ansicht zu, daß wir miozäne Ablagerungen vor uns haben, es sei denn, daß die künftigen Pollenanalysen oligozäner Schichten unserer Breiten keine wesentlichen Unterschiede gegenüber denen der Lausitzer Braunkohlen zeigen und daß die Rudolph'schen miozänen Schichten stratigraphisch einwandfrei bestimmt sind.

Beim Vergleich meiner Lausitzer Profile mit denen von R. Potonié untersuchten gleichaltrigen niederrheinischen Profilen der Beisselsgrube stellte sich heraus, daß die Pollenformen und ihre Sukzession völlig übereinstimmen, wie der Vergleich mit den mir von Herrn R. Potonié freundlicherweise zur Verfügung gestellten Präparate zeigte. Auch die Häufigkeit der Gattungen zeigte weitgehende Übereinstimmung, so die beiden Horizonte unmittelbar über dem Liegenden, wie die Hangendschichten sowohl der Beisselsgrube wie der Grube Marga. Um den Vergleich besser durchführen zu können, ist eine kurze Revision der mit ? versehenen Familien in den Diagrammen R. Potonié's nötig.

Die ungeflügelten Pinaceenpollen erscheinen auch am Niederrhein durch Verwechselung des *Sequoia*-Pollens mit Gramineen nicht in dem Prozentsatz, der ihnen zukommt. Bei den Juglandaceen fehlt *Engelhardtia,* die dort teils

bei den Moraceen, teils bei den Betulaceen untergebracht ist. Die Moraceen müssen wohl ganz gestrichen werden. Ich habe *Engelhardtia,* die sicher mit mehreren Arten vertreten ist, ganz bei den Betulaceen mitgezählt, da sowohl der als *Poll. bituitus* R. Pot., wie der als *Poll. levis* R. Pot. bezeichnete *Engelhardtia*-Typus (dargestellt durch *Engelhardtia spicata* und *Engelhardtia chrysolepia)* häufig nicht von Betulaceen (vor allem *Corylus*) zu unterscheiden ist. Daß die Betulaceen dadurch eine ihnen nicht annähernd zukommende Häufigkeit zeigen, ist mir klar. Für die Betulaceenkurve R. Potonié's gilt demnach das gleiche. In dem Block Fagaceen-Nyssaceen R. Potonié's kann das Wort Fagaceen gestrichen werden, denn *Fagus,* mit denen eine Verwechselung der Nyssaceen möglich war, ist nach meiner Untersuchung der Präparate aus der Beisselsgrube dort genau so selten wie in der Niederlausitz. Ein häufigeres Auftreten von *Fagus*-Pollen ist aber anzunehmen, da *Fagus*-Blätter zu den stehenden Formen der Niederlausitzer Flora gehören. Bei den meisten der bei R. Potonié durch den Block der Chenopodiaceen dargestellten Vertreter handelt es sich um *Liquidambar;* die Aceraceen müssen wohl gestrichen werden, und die dort hingestellten Vertreter bei den Fagaceen, aber auch bei anderen Dreifaltpollen, vielleicht bei *Rhus* und Verwandten untergebracht werden.

Von den Tiliaceen bleibt nach Herausnahme des *Poll. vestibulum* R. Pot., der sicher nicht dorthin gehört, genau so wenig übrig, wie von *Tilia* in der Niederlausitz.

Die Punicaceen fallen ganz fort. Es handelt sich um die gleichen Pollen, die ich in der Niederlausitz zu *Castanopsis* gestellt habe.

Vergleicht man nach dieser Richtigstellung das Profil der Beisselsgrube mit dem der Grube Marga, soweit das bei dem weiten Abstand, in dem die Proben der Beisselsgrube entnommen sind, möglich ist, so findet man eine außerordentliche Übereinstimmung in der Häufigkeit aller dort aufgezeichneten Familien. Im Liegenden findet sich in beiden Gruben die perisporlose Farnspore (*Spor. haardti* R. Pot.), die allerdings auch in pliozänen Schichten den Beginn der Verlandung anzeigt und auch sonst in Zonen größerer Feuchtigkeit auftritt. Große Übereinstimmung zeigen die oberen Zonen wegen des Auftretens zweier charakteristischer Formen, des *Sciadopitys*-Pollens, der in der Arbeit Potonié's noch als *Spor. serratus* in der betreffenden Zone zu genau dem gleichen Prozentsatz gelangt wie in der Grube Marga, und der großen Anhäufung des *Castanopsis*-Pollens unmittelbar unter dem Hangenden bei Anwesenheit des gleichen Hundertsatzes der gleichen übrigen Formen in beiden Gruben. Es sei eingefügt, daß dieser Vergleich in so weitgehender Form nur möglich war durch die Benutzung vorläufiger Nomenklatur und Aufbewahrung der Originale in einer Weise, bei der jedes einzelne in Rede stehende Pollenkorn nach den Kreuztischnummern sofort wiedergefunden werden konnte.

Ein Unterschied gegenüber den vielleicht gleichaltrigen Rudolph'schen Miozänschichten haben wir in der Tatsache, daß im Miozän Nordböhmens die Juglandaceen stärker durch *Carya* und *Pterocarya* vertreten sind als in der Lausitz und am Niederrhein, wo leider an ihre Stelle *Engelhardtia* tritt, leider deshalb, weil deren Pollen nicht so charakteristisch ist als der von *Carya* und *Pterocarya* und immer leicht mit Betulaceenpollen verwechselt werden kann.

Das Diagramm der Grube Werminghoff zeigt im wesentlichen die gleichen Verhältnisse wie das der Grube Marga. Wenn ich in Grube Werminghoff nicht auf den *Sciadopitys*-Horizont gestoßen bin, so liegt das wohl daran, daß ich die Proben in Zwischenräumen von 0,5 m entnommen habe und so die nicht sehr mächtige Schicht übersehen habe. Es ist aber auch möglich, daß die Bildungszeiten der beiden Flöze nicht genau zeitlich übereinstimmen, oder besser gesagt, nicht immer gleichzeitig um die gleichen Beträge gewachsen sind. Ein Beweis dafür wäre, daß die Betulaceenhorizonte, die beide besitzen, nicht in den gleichen Höhen über dem Liegenden zu finden sind; es kann aber auch in beiden Fällen örtliches massenhaftes Auftreten dieser Gewächse zu verschiedenen Zeiten vorliegen.

Das Oberflöz (Clara III) zeigt keine sehr tiefgreifenden Unterschiede gegenüber dem Unterflöz. Immerhin läßt sich feststellen, daß die geflügelten Koniferenpollen von vornherein das Pollenbild beherrschen, in deren Gefolge sich auch ein höherer Hundertsatz an Ericaceenpollen findet, als im Unterflöz. Die „Betulaceen" spielen im Oberflöz eine geringere Rolle, was wohl auf ein Zurückgehen von *Engelhardtia* zurückzuführen ist, deren kleine *Corylus*-ähnliche Pollen sich in der Grube Clara III nicht mehr fanden. *Nyssa* ist im Oberflöz deutlich häufiger, ebenso *Tsuga,* wie aus der tabellarischen Gegenüberstellung von Ober- und Unterflöz hervorgeht. Im Oberflöz fällt der durchgehend höhere Prozentsatz der Koniferen ins Auge. Noch einmal sei hervorgehoben, daß die unteren Schichten aller von mir und R. Potonié untersuchten Gruben immer die gleichen Formen aufweisen, daß also der Beginn der Flözbildung sich immer unter den gleichen Voraussetzungen vollzog, zuunterst Wasser- und Sumpfpflanzenpollen und gleich darauf ein überraschend hoher Prozentsatz an *Sequoia.* Hierbei sei noch einmal darauf hingewiesen, daß mit *„Sequoia"* hier wesentlich nicht *Sequ. gigantea,* sondern Verwandte oder Vorfahren der kalifornischen Küstensequoie, *(S. sempervirens)* gemeint sind, also die tertiäre *S. langsdorffi.*

Pflanzengeographisches

Zunächst sei noch einmal darauf hingewiesen, daß es sich nun auch auf mikrobotanischem Wege bestätigt hat, daß die Sumpfcypresse bei der Braunkohlenbildung nicht die überragende Rolle gespielt hat, die ihr früher zugeschrieben wurde, worauf Gothan u. a. schon vor längerer Zeit hingewiesen haben. Es wird aber sicher noch eine Zeit dauern, bis diese eingewurzelte Anschauung ausgerottet sein wird; man merkt dies beim Verkehr mit den Begleitern auf den Gruben immer wieder. Wenn auch der Pollen von *Taxodium* nicht immer einwandfrei von Cupressineen und Taxaceen (besonders auch von *Torreya*) unterscheidbar ist, so steht doch die Identität des *Sequoia*-Pollens, abgesehen von seiner Ähnlichkeit mit den Pollen von *Cryptomeria,* fest. *Cryptomeria* ist aber bislang in der Lausitz als Makrofossil nicht nachgewiesen. Dem mitunter massenhaften Auftreten des *Sequoia*-Pollens steht die geringe Zahl des auch nicht hundertprozentig zu *Taxodium* gehörigen *Poll. hiatus* gegenüber. Wenn sich auch noch unter den als *Poll. magnus dubius* bezeichneten Formen einige *Taxodium*-Pollen befinden mögen, so kann doch nie der Prozentsatz von *Sequoia* erreicht werden. Damit fällt aber der früher beliebte Vergleich unserer

Braunkohlenmoore mit den Taxodiensümpfen Nordamerikas, was Gothan, R. Potonié u. a. betont haben. Dafür kann noch ein anderer Grund angegeben werden, nämlich das Auftreten einer Reihe von Florenelementen, die trockenen Boden lieben, wie *Castanea, Ephedra* u. a. Horizonte mit dem Pollenniederschlag Trockenheit oder Feuchtigkeit liebender Floren wechseln in unregelmäßigen Abständen. Dieses Alternieren ist Vorbedingung für die Bildung eines Flözes von einiger Mächtigkeit. Daß zwischen dem Wechsel zweier Floren manchmal außerordentlich lange Zeiträume liegen können, braucht nicht betont zu werden.

Eine Reihe der nachgewiesenen tertiären Gattungen hat sich heute in ihren Reservaten in Nordamerika und Ostasien aus der Ebene, deren Bewohner sie im Tertiär noch waren, in die Gebirge zurückgezogen, so die *Sequoia gigantea* der Sierra Nevada, oder die *Sequoia sempervirens* Kaliforniens. *Sciadopitys* lebt in feuchten Bergwäldern Japans. Auch viele *Engelhardtia*-Arten bevorzugen die Bergwälder der Tropen und Subtropen Ostasiens. Damit soll selbstständlich nicht gesagt werden, daß die gleichen Arten, die damals massenhaft in unseren Breiten in der Ebene auftraten, ins Gebirge abgedrängt wurden, denn wir können in den meisten Fällen Artunterschiede auf pollenanalytischem Wege nicht feststellen. Auch die Mehrzahl der Arten von *Ephedra* liebt das Gebirge, nur wenige die trockene Ebene. Höhere Bodenfeuchtigkeit wird von der Gattung überhaupt vermieden. Diese Tatsache läßt wieder Rückschlüsse auf die geringe Bodenfeuchtigkeit während der Ablagerung der Braunkohlenschichten zu, in denen diese Formen gefunden wurden. Andererseits finden sich typische Sumpfmoorpflanzen wie *Alnus, Nyssa* u. a. manchmal so selten und an bestimmte Schichten gebunden, daß der Charakter des trockenen Stand- oder Zwischenmoores auf längere Zeit konstant blieb. Und so erklärt sich auch ein schnelles Absterben der bestehenden Vegetation bei Grundwasserdurchtritt, da ihre die Trockenheit liebenden Elemente im Sumpfmoor nicht gedeihen konnten.

Zusammenfassung

Der Wert der tertiären mikrobotanischen Untersuchungen für die Stratigraphie wurde durch die erhaltenen Resultate erneut bewiesen. Wenn sich auch noch eine Reihe von Lücken, was die Bestimmung anbetrifft, zeigen, so können wir doch eine stetig wachsende Sicherheit in der Auswertung tertiärer Proben verzeichnen, die uns jetzt schon in die Lage versetzt, die großen Abschnitte des Tertiärs zu unterscheiden.

An feinstratigraphischen Ergebnissen ist das massenhafte Auftreten von *Sciadopitys* in den oberen Schichten des Niederlausitzer Unterflözes zu erwähnen, das mit den gleichen Schichten der niederrheinischen Braunkohle zusammenfällt. Neu ist auch die Bestätigung durch die Pollenführung, daß *Taxodium* eine weit geringere Rolle gespielt hat als *Sequoia*. Neu ist die Sicherung des fossilen *Sciadopitys*-Pollens und der Nachweis des Palmenpollens wie des von *Ephedra* und *Castanopsis* in der Niederlausitz wie im deutschen Reichsgebiet überhaupt.

Wichtig sind ferner die Rückschlüsse, die sich aus den Pollengesellschaften auf den Beginn der Flözbildung und den Senkungsrhythmus während dieser ziehen lassen.

Der in den Arbeiten des Instituts für Paläobotanik Bd. 4 u. 5 bei den Aceraceen stehende *Poll. laesus* R. Pot. ist mit allen seinen Unterformen systematisch anders eingereiht worden. Bei der geringen Erhaltungsfähigkeit des *Acer*-Pollens war sein Erscheinen in solcher Menge nicht zu erwarten. Bei der Bestimmung dieser Pollen ist äußerste Vorsicht am Platze, da viele „Dreifaltpollen" diese Form hinterlassen können. Eine Reihe über 30 µ großer Stücke gehört sicher zu *Quercus*. Wenn ich sie trotzdem in der Tabelle nicht dazu gerechnet habe, so deshalb, weil bei einer Reihe von Exemplaren sichere Merkmale auf andere Familien hinweisen.

Die Braunkohlen der Niederlausitz selbst sind arm an Makrofossilien, so daß die Flora des Flözes selbst wesentlich auf dem Wege der Mikrobotanik (Pollenuntersuchung) bestimmt werden muß; man darf nicht ohne weiteres die Flora der Deckschichten und der Begleittone als die des Flözes ansehen. Gothan hält gewisse Differenzen zwischen den Floren des Flözes und der Begleitschichten für möglich. Trotzdem hat sich gezeigt, daß im großen und ganzen nach dem Vergleich der Makroflora der Hangendtone des Oberflözes und der Pollenflora beider Flöze große Übereinstimmung besteht; man muß beides als einander ergänzend heranziehen. In den Hangendschichten des Niederlausitzer Unterflözes sind zudem noch keine Makrofossilien angetroffen worden, und es sind allem Anschein nach auch keine solchen zu erhoffen.

Die Tabellen und graphischen Darstellungen (Taf. 27—30)

In den Tabellen werden zunächst die Resultate der Auswertung der Grube Marga zahlenmäßig dargestellt. Die Zahlen am linken Rande geben die Höhen über dem Liegenden in dm an. Die in jeder Schicht gezählten Pollen und Sporen sind in ihrer Gesamtheit in absoluten Zahlen angegeben, während alle übrigen Zahlen die Hundertsätze der Gattungen darstellen.

In der graphischen Darstellung, dem Mikrofossiliendiagramm, sind die absoluten Zahlen in einem anderen Maßstab (1 mm = 10 Pollen und Sporen) eingetragen als die prozentmäßigen Anteile der Gattungen. Hier sind diejenigen, die unter 1% vorhanden waren, durch einen Strich neben der Grundlinie verzeichnet, sonst sind 1 mm = 2% Pollen. Hier wurden einige Formen zusammengefaßt, so die *Lycopodiales* und *Filicales* als *Pteridophyta,* die *Pinus*-Sektionen als eine Gattung *Pinus,* ferner alle Ericaceen.

In gleicher Weise wurde bei der graphischen Gegenüberstellung der Gruben Werminghoff und Clara III verfahren, denen noch eine Schicht aus der Grube Brigitta und eine eozäne Lausitzer Schicht angehängt wurden. Hier mußten die Höhen der Schichten z. T. vom Liegenden, z. T. vom Hangenden angegeben werden, da die Proben der beiden Flöze nicht dem senkrechten Stoß der gleichen Stelle entnommen werden konnten. Die Pfeile am linken Rande in der Tabelle zeigen, wie weit die Proben vom Hangenden und wie weit sie vom Liegenden zählen.

Bei der Probe aus der Grube Brigitta handelt es sich um *Sciadopitys*-Nadelkohle. Wir sehen, daß die Pollenzählung keinen nennenswerten Prozentsatz an *Sciadopitys*-Pollen geliefert hat. Die gleichen Verhältnisse fanden sich bei einer hier nicht aufgeführten Pollenanalyse einer *Sciadopitys*-Nadelkohle aus Ilse-Ost, während ich andererseits in der Kohle der Grube Marga bei einem Prozentsatz von 20% *Sciadopitys*-Pollen keine Nadeln der Schirmtanne an der gleichen Stelle entdecken konnte, ein Zeichen, daß Pollen und Nadeln nicht an der gleichen Stelle abgelagert zu sein brauchen.

Schriften

Armbruster, L. & Oenicke, G.: Die Pollenformen als Mittel zur Honigherkunftsbestimmung. — Neumünster i. H. 1929.

Bode, H.: Die Pollenanalyse in der Braunkohle. — Internat. Bergwirtsch. u. Bergtechnik, **24**, S. 10—15. Halle 1931.

Bradley, W. H.: Origin and microfossils of the oil shale of the Green River formation of Colorado and Utah. — Geol. Surv. Prof. Pap., **168**. Washington 1931.

von Bülow, K.: Wie unsere Heimat wohnlich wurde. — Kosmos, Ges. d. Naturfreunde. Franck'sche Verlagsbuchh. Stuttgart 1933.

Dokturowsky, W.: Pollenanalytische Methoden und Pollenatlas. — Mitt. d. wiss. exper. Torfinst. Moskau 1922.

Dokturowsky, W. & Kudrjaschew, W.: Schlüssel zur Bestimmung der Baumpollen im Torf. — Geol. Arch., **3**, S. 180—183, Taf. 1 u. 2. Königsberg 1924.

Engmann, K. F.: Das erste mecklenburgische Pollendiagramm. — Mitt. a. d. mecklenburg. geol. Landesanstalt, **43**. Rostock 1936.

Edwards, W. N.: An eocene microthyriaceous fungus from Mull Scotland. — Transact. Brit. Mycol. Soc., **8**, S. 66—72, pl. 8. Cambridge 1922.

Erdtman, G.: Beitrag zur Kenntnis der Mikrofossilien in Torf und Sedimenten. — Ark. f. Botanik, **18**, Nr. 14, S. 1—9. Stockholm 1924.

— : Neue pollenanalytische Untersuchungen. — In: E. Rübel, Ber. üb. d. geobotan. Forschungsinst. Rübel, Zürich 1935.

Firbas, F.: Einige Bemerkungen zur heutigen Anwendung der Pollenanalyse. — Cbl. Min. usw., B, S. 392—403. Stuttgart 1929.

Fischer, H.: Beiträge zur vergleichenden Morphologie der Pollenkörner. — Diss. Breslau 1890.

— : Beiträge zur Morphologie der Farnsporen. — Sber. schles. Ges. vaterl. Kultur. Breslau 1892.

Fritzsche: Beiträge zur Kenntnis des Pollens. — Berlin 1832.

— : Über den Pollen. — Petersburg 1837.

Florin, R.: On the structure of the Pollen-grains in the Cordaitales. — Svensk Botanisk Tidskrift, **30**, H. 3. Uppsala 1936.

Gothan, W.: Nochmals die „Graskohle": Nadeln der Schirmtanne. — Braunkohle, Jg. 1936, S. 736—738. Halle 1936.

— : Die neuen Funde in der Braunkohlenflora der Niederlausitz. — Braunkohle, Jg. 1933, H. 29, S. 465—468. Halle 1933.

— : Weiteres über Palmenreste in der Niederlausitzer Braunkohle. — Braunkohle, Jg. 1933, H. 48, S. 869—872. Halle 1933.

Griebel, C.: Zur mikroskopischen Pollenanalyse des Honigs. — 1.—4. Mitt. z. Untersuchg. Lebensmitt., **59**, S. 63—79, 197—211, 441—471; **61**, S. 241—306. Berlin 1930—1931.

Hansgirg, A.: Biologie und Morphologie des Pollens. — 1897.

Heck, H.-L.: Die tertiäre Kieselgur und Braunkohle von Beuern im Vogelsberg. — Notizbl. Ver. Erdkd. u. hess. geol. L.-A., **5**, S. 113—126. Darmstadt 1927.

— : Beiträge zur Talgeschichte der oberen Leine. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1928, **49**, S. 427—453, Fig. 1—5, Taf. 28—33. Berlin 1928.

— : Zur Fossilführung der Berl. Paludinenbank. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, S. 385 (mit Pollenabb.). Berlin 1930.

Hesmer, H.: Mikrofossilien. — Paläontol. Z., **11**, S. 245. Berlin 1929.

Hegi, G.: Illustrierte Flora, 1, Taf. 1 (Sporenformen). München 1906.

Hofmann, Elise: Paläohistologie der Pflanze. — Wien 1934.

— : Paläobotanische Untersuchungen von Braunkohle aus dem Geiseltal und von Gaumitz. — Jb. d. hall. Verb., **9**, S. 43 (Pollenabb.), Taf. 4, Fig. 23. Halle 1930.

Jentys-Szafer, J.: La structure des membranes du pollen de *Corylus*, de *Myrica* et des espèces européennes de *Betula* et leur détermination à l'état fossile. — Bull. int. Acad. Polonaise Sci., Sér. B, Bot., S. 75—125, pl. 8—11. 1928.

Jimbo, T.: The diagnoses of the pollen of forest trees. — Sc. rep. of the Tôhoku Imp. Univ. Sendai 1933.

Keilhack, K.: Die geologischen Verhältnisse des Niederlausitzer Braunkohlengebietes mit bes. Berücksichtigung der Felder der Ilse B. A. — In: Grube Ilse N. L. 1913.

Kirchheimer, F.: Anchimetamorphose, 4. Mitt., Braunkohlenumformung und Pollenverteilung. — Ber. oberhess. Ges. Nat. u. Heilkd. **13**, S. 15. Gießen 1929.

— : Braunkohlenforschung und Pollenanalytik. 2. — Braunkohle, **29**, S. 448 bis 463. Abb. 1—10. Halle 1930.

— : Ein Beitrag zur Kenntnis der Pollenformen der Eozänbraunkohle des Geiseltals. — In: „Die Wirbeltierfundstelle im Geiseltal". Abh. Leopold. dtsch. Akad. Nat. S. 75—86, Taf. 15. Halle 1931.

— : Zum Vorkommen der Palmenreste in der Niederlausitzer Braunkohle. — Cbl. f. Mineralogie, S. 305 ff. Stuttgart 1933.

— : Über die sogen. Pollenbraunkohlen, insbesondere ein schlesisches Vorkommen. — Z. f. prakt. Geol., **41**, H. 5, Halle 1933.

— : Zur Pollenführung der jungpliozänen Braunkohle des Untermaingebiets. — Cbl. f. Min. etc., Jg. 1935. Stuttgart 1935.

— : Über das Wetterauer Hauptbraunkohlenlager. — Braunkohle, H. 46, S. 845 bis 846. Halle 1933.

— : Der Erhaltungszustand des Pollens in den Glanzbraunkohlen. — Ber. d. schweiz. botan. Ges., **42**, H. 2. 1933.

— : *Tsuga moenana* n. sp. aus dem Tertiär von Groß-Steinheim a. M. — Beih. z. botan. Cbl., **53**. Dresden 1935.

Kräusel, R.: Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens. 1. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1918, **39**, S. 329—417. (Pollentaf. S. 394.) Berlin 1920.

Kräusel, R.: Über eine Cykadee aus den Cerithienkalken von Nierstein und über die tertiäre Verbreitung der Cykadeen. — Senckenbergiana, **10**, S. 103. Frankfurt a. M. 1928.

Lewis & Cocke: Pollen analysis of Dismal Swamp peat. — Journ. Elisha Mitchell Scient. Soc. 45, S. 37—58, Taf. 3—5. Chapell Hill 1929.

Mangin, M. L.: Observations sur la membrane du grain de Pollen mur. — Bull. Soc. Bot. Françe 36, Compt. rend. p. 274—283. Paris 1889.

Meinke, H.: Atlas zur Pollenanalytik. — Botan. Arch. 19, S. 380—449, 50 Taf. Königsberg i. Pr. 1927.

Mohl, H.: Über den Bau und die Formen der Pollenkörner. — 4 Taf., 130 S. Bern 1934.

v. Mohl, H.: Sur la structure et les formes des grains de pollen. — Ann. Sci. nat. II. 3: 148—180, 220—236, 304—346, pl. 9—11. 1835.

Nathorst, A. G.: Paläobotan. Mitt. — Kungl. Svenska Vetenskapsakad. Handl. 43, 45. 1908—1909.

Olufsen: Anleitung zum Studium fossiler Pollenkörner. — Mikrokosmos 18, 2 Abb., S. 182—186. Stuttgart 1924—1925.

Potonié, R.: Zur Bildung der Braunkohlenflöze und Ökologisches über den Braunkohlenwald. — Naturwiss. Wochenschr. Nr. 15. Jena 1921.

— : Allgemeine Kohlenpetrographie. — Berlin 1924.

— : Einige Beobachtungen zur Geologie der Kohle. — Sber. d. preuß. geol. L.-A., 4, S. 134. Berlin 1929.

— : Die Entstehung der holzkohlenartigen Bildungen der Kohlenflöze. — Kohle u. Erz, Nr. 1. Berlin 1929.

— : Spuren von Wald- und Moorbränden in Vergangenheit und Gegenwart. — Jb. preuß. geol. L.-A., Jg. 1928, **49**, S. 1184 ff. Berlin 1929.

— : Zur Mikroskopie der Braunkohlen. Tertiäre Blütenstaubformen. — 1. Mitt. — Z. Braunkohle 1931, S. 225—233. Halle 1931.

— : Pollenformen der miozänen Braunkohle. — 2. Mitt. — Sber. naturf. Freunde Berlin f. 1931, S. 24—26.

— : Pollenformen aus tertiären Braunkohlen. — 3. Mitt. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1931, **52**, S. 1—7. Berlin 1931.

— : Zur Mikroskopie der Braunkohlen. — Tertiäre Sporen und Blütenstaubformen. — 4. Mitt. — Z. Braunkohle, 1931, S. 554—556. Halle 1931.

— : Pollen und Sporen als Leitfossilien der Braunkohlenflöze. — Braunkohle 1933, S. 12—14. Halle 1933.

Potonié, R. & Gelletich, J.: Über Pteridophytensporen einer eozänen Braunkohle aus Dorog, Ungarn. — Sber. Ges. naturf. Freunde. Berlin 1933.

Potonié, R. & Venitz, H.: Zur Mikrobotanik des miozänen Humodils der niederrheinischen Bucht. — Arb. Inst. Paläobot. d. pr. geol. L.-A., **5**. Berlin 1934.

Rudolph, K.: Paläobotanische Untersuchung der Ablagerungen des Reichenberger Braunkohlenbeckens. — Mitt. Verein d. Naturfreunde, Reichenberg, **55**, S. 47. 1933.

Rudolph, K.: Mikrofloristische Untersuchung tertiärer Ablagerungen im nördlichen Böhmen. — Beih. z. bot. Cbl., **54**, Abt. B. Dresden 1935.

Schubert, E.: Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands II. — Mitt. d. Provinzialst. f. Naturdenkmalspflege Hannover, H. 4. 1933.

Schwarz, O.: Über die Typologie des Eichenblattes und ihre Anwendung in der Paläobotanik. — Ber. f. freien Vereinigung f. Pflanzengeogr. u. systemat. Bot. Fedde, Rep. Beih. 86. Berlin 1936.

Sears, P. B.: Common fossil pollen of the Erie Basin. — Botan. Gaz., **89**, S. 95 bis 106. Chicago 1930.

Simpson, I. B.: Fossil pollen in Scottish Tertiary Coals. — Geol. Surv. Off. **19**. Edinburgh 1936.

Steinecke, F.: Leitformen und Leitfossilien des Zelaubruches. — Die Bedeutung der fossilen Mikroorganismen für die Erkenntnis der Nekrozönosen eines Moores. — Bot. Arch., **19**, S. 327—344. Königsberg 1927.

Teumer, Th.: Was beweisen die Stubbenhorizonte in den Braunkohlenflözen? — Jb. d. hall. Verbandes 3. Halle 1922.

Trela, I.: Zur Morphologie der Pollenkörner der einheimischen *Tilia*-Arten. — Bull. Acad. Pol. Sci. Lett., B., S. 45—54. Krakau 1928.

Wasmund, E.: Pollenregen-Seeblüte auf dem Bodensee. — Paläont. Z., **12**, S. 73. Berlin 1930.

Weyland, H. & Jäger, E.: Zur Pollenführung des Hauptflözes der Ville. — Braunkohle, H. **39**, S. 680—682. Halle 1934.

Wodehouse, R. P.: Morphology of Pollen grains in the classification of the anthemideae. — Bull. Torr. Bot. Club, **53**, S. 479—485, F. 1—2. New York 1926.

— : Tertiary pollen. — I. Pollen of the living representatives of the Green River flora. — Bull. Torr. Bot. Club, **59**, S. 13—340. New York 1932.

— : Tertiary pollen. — II. The Oil shales of the Green River formation. — Bull. Torr. Bot. Club, **60**, S. 479—524. New York 1933.

— : Pollen grains, their structure, identification and signification in Science and Medecin. — New York 1935.

— : Evolution of pollen grains. — Bot. Rev., **2**, 67—84. New York 1936.

— : Atmospheric pollen. — Journ. of Allergy, St. Louis, Vol. 4, Nr. 3, S. 220. 1933.

Wolff, H.: Mikrofossilien des pliozänen Humodils der Grube Freigericht bei Dettingen a. M. und Vergleich mit älteren Schichten des Tertiärs sowie posttertiären Ablagerungen. — Arb. Inst. Paläobot. geol. L.-A., **5**. Berlin 1934.

Yamazaki, T.: „Pollen- und Sporenformen". — Univ. Kioto, landwirtsch. Fakultät, forstwirtsch. Inst. 1936 (japanisch, mit Tafelerklärung in Englisch).

Zander, E.: Pollenformen des Bienenhonigs. — Erlanger Jb. 1930.

— : Pollengestaltung und Herkunftsbestimmung bei Blütenhonig. — Berlin 1935.

Sachregister

	Seite
Abies	287
Abies-poll. absolutus n. sp.	306
Acanthopanax	287
Acer	287
Acorus	309
Adiantum reniforme	295
Ailanthus	320, 326
Alisma	319
Alnus	287
Alnus-poll. verus R. Pot.	316
Alsophila nitida	295
Anacardiaceen	320
Andromeda	287
Aquifoliaceae	321
Aralia	287
Aspidium lonchitis	297
Athyrium filix femina	297
Betula	287
Betulaceae	315
Betula-poll. microexcelsus R. Pot.	315
Blechnum spicant	296
Buclandia	298
Büttneria	287
Butomus	308
Caltha	309
Caragana frutescens	320
Carpinus	287
Carpinus ?-poll. granif. megagranifer R. Pot.	315
Carya-poll. globiformis R. Pot.	310
Carya	287
Castanea	287
Castanea-poll. exactus R. Pot.	313
Castanopsis	287
Castanopsis ?-poll. cingulum R. Pot.	314
Cedrus	287
Celtis	287
Chamaerops	309
Chenopodiaceen	319
Cinnamomum	287
Coniferae	298
Corylus	287
Corylus-poll. coryphaeus R. Pot.	316
Crataegus	287
Cryptomeria	342
Cupressineen	299, 300
Cyatheaceae	294
Cyatheaceae ?-sporites cf. *adriennis* R. Pot. & Gelletich	295
Cycadeen	297
Cycas	298
Cyclobalanopsis	287
Cyperaceae	309
Danaeopsis lunzensis	295
Dioon	298
Diospyros	326
Dombeyopsis	287
Dryandroides	287
Diospyros	287
Engelhardtia	287, 310, 317, 318
Ephedra	287, 307
Ericaceae-poll. callidus R. Pot.	324
Ericaceae-poll. ericius R. Pot.	324
Ericaceae-poll. roboreus R. Pot.	325
Fagaceae	311
Fagus	287
Ficus	287
Firmiana	287
Flaeocarpus	287
Fraxinus	287
Fusit	328
Genista germanica	320
Ginkgo	287, 308
Glumiflorae	309
Gnetaceae-poll. ellipticus n. sp.	307
Gramineae-poll.	309
Hamamelidaceae	319
Harz	329
Helicosporium	291
Hippocastaneaceae	314
Hymenophyllum	293
Ilex	287
Ilex-poll. iliacus R. Pot.	321
Ilex-poll. margaritatus R. Pot.	321

	Seite
Ilex ? -poll. propinquus	322
Juglandaceae	310
Juglans	287
Larix	287
Larix ? -poll. magnus R. Pot.	304
Laurus	287
Leguminosae	319
Libocedrus	287
Liliiflorae	309
Lindsaya cultrata	296
Liquidambar	287
Liquidambar-poll. stigmosus	319
Lycopodium	287
Lycopodium-sporites aff. *agathoecus* R. Pot.	293
Lycopodium ? -sporites primarius Wolf	293
Magnolia	287
Musci	292
Mycelreste	291
Myrica	287
Nephelium	287
Nyssa	287
Nyssa-poll. pseudocruciatus R. Pot.	322
Onoclea sensibilis	297
Paliurus	287
Palmae	287, 303
Phoenix	309
Phragmothyrites cf. *eocaenica*	290
Phyllocladus	300
Picea	287
Picea-poll. alatus R. Pot.	306
Pilzreste	290
Pilzsporen	292, 329
Pinus	287
Pinus-poll. labdacus R. Pot.	306
Pinus-poll. microalatus R. Pot.	305
Planera	287, 318
Plantago	319
Podocarpus	287, 300
Pollenites anulus	325
Pollenites bituitus	317
Pollenites confinis	326
Pollenites dolium	325
Pollenites edmundi	327
Pollenites euphorii	326
Pollenites granifer	317
Pollenites hiatus	300
Pollenites laesus	312
Pollenites levis	317
Pollenites microlaesus	327
Pollenites ortholaesus lasius	327
Pollenites pseudolaesus	312
Pollenites quisqualis	319
Pollenites tranquillus	309
Pollenites vestibulum	323
Polypodiaceae-sporites haardtii R. Pot. & Ven.	297
Polypodium	287
Polypodium-sporites alienus R. Pot.	296
Polypodium-sporites favus R. Pot.	295
Polystichum lonchitis	297
Populus	287
Potamogeton	308
Pseudotsuga	304
Psilotinae	294
Pteris	287
Pterocarya	287
Pterocarya-poll. stellatus R. Pot.	311
Quercus	287
Quercus ? - poll. henrici R. Pot.	311
Rhamnus	287
Rhizophidium	292
Rhus	287
Rhus ? -poll. pseudocingulum R. Pot.	320
Ribes sanguinea	325
Sabal	287
Sabal-poll. convexus n. sp.	308
Sagittaria	308
Salix	287
Salix-poll. gertrudae R. Pot.	310
Sand	329
Sapindaceenpollen	327
Sarothamnus scoparius	320
Sassafras	287
Sciadopitys-poll. serrat R. Pot.	302
Septonema	291
Sequoia	287
Sequoia-poll. polyformosus n. sp.	301
Smilax-poll setarius R. Pot.	309
Sparganium	287
Sparganiaceae-poll. polygonalis n. sp.	307
Sphagnum	287
Sphagnum-sporites stereoides R. Pot. & Ven.	292
Spirematospermum	287
Sporites ligneolus	294
Sporites neddeni	294

	Seite		Seite
Sporites secundus	296	*Tsuga*	287
Sporites stictus	293	*Tsuga-poll. igniculus* R. Pot.	303
Taxaceen	299	*Tsuga-poll. macroserratus* Wolff	304
Taxodieen	300	*Typha angustifolia*	307
Taxodium	287	*Ulmus*	287
Taxus	287	*Ulmus-poll. undulosus* Wolff	318
Thalictrum	319	*Viburnum*	287
Thouinidium	287	*Viscophyllum*	287
Tilia	287	*Vitis*	287
Tilia-poll. instructus R. Pot.	323	Wisbar'sche Zellen	329
Tmesipteris	294	*Zelkowa*	318
Trapa	287		

Urschrift eingereicht am 17. Juli 1937.
Druckauftrag erteilt am 6. Dezember 1937.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Über eine Buntsandsteinflorula von Üdingen bei Düren (Rheinland)

Von W. Gothan, Berlin

Hierzu Tafel 31 und 1 Abbildung

Vor einigen Jahren erhielt ich durch meinen Freund Prof. Wunstorf Mitteilung davon, daß in der Nähe der Station Üdingen in Schichten des dort von der Bahnlinie Düren—Heimbach angeschnittenen oberen Buntsandsteins Pflanzenreste gefunden seien. Die Funde sind wesentlich der Aufmerksamkeit des Herrn Dr. Voigt-Düren zu verdanken. Da die Proben, die mir von Herrn Wunstorf mitgebracht wurden, versprechend zu sein und u. a. Reste der Gattung *Albertia* zu enthalten schienen, die zwar aus der Buntsandsteinflora bekannt ist, aber bisher eine große Seltenheit darstellt, so schien es mir besonders wünschenswert, der Flora genauer nachzugehen. Ich besichtigte bei Gelegenheit anderweitiger Arbeiten in der Gegend unter Führung von Herrn Dr. Voigt die Stelle und die sonstigen von ihm bisher gesammelten Pflanzenreste. Da der Fundpunkt bei genügendem Aufschluß noch mehr Ausbeute versprach, so übernahm es in freundlicher Weise der genannte Dürener Herr, mit Hilfe von einigen Arbeitern und im Einverständnis mit der Eisenbahnverwaltung, die Buntsandsteinquadern über der pflanzenführenden Schicht abzudecken und so diese in größerer Ausdehnung freizulegen. Dadurch wurde die bisherige Ausbeute entsprechend vergrößert. Bei der Seltenheit von gut erhaltenen Buntsandsteinpflanzen ist es überhaupt nötig, jeden sich zeigenden neuen Fundort soweit wie möglich auszubeuten.

Die Pflanzenreste kommen hier nicht in dem Sandstein selber vor, sondern in Lagen eines feinen grünlich-grauen Tones, in dem Einzelheiten recht gut erhalten sind, andererseits aber die Pflanzenreste vollständig flach zusammengesunken oder zusammengepreßt erscheinen. Die Haupttonlage liegt in der Abb. 1 in der Höhe des Kopfes der dort abgebildeten Person (s. im übrigen die Abbildungsunterschrift). Die Schichten mit den pflanzenführenden Tonbänken befinden sich in einer abgesunkenen Scholle, deren seitliche begrenzende Sprünge in der Abbildung deutlich sichtbar sind. Wo der Ton in Sandstein übergeht, verschwinden die Pflanzenreste, und die Erhaltung wird entsprechend schlecht. Außer den Pflanzenresten von Üdingen sollen hier noch kurz Funde mitbehandelt werden, die Prof. Fliegel von Bergbuir (Bl. Mechernich) mitgebracht hat. Dieser Fundort liegt auf dem schon geologisch kartierten Bl. Lendersdorf.

Von der Dürener Gegend im weiteren Sinne, geologisch gesprochen von den Buntsandsteinablagerungen am Nordrand der Eifel, ist bereits bekannt, daß sie öfter pflanzenführend sind; sogar eine der schönsten bekannten Buntsandsteinfloren stammt aus diesem Gebiet, nämlich die ebenfalls größten-



Abb. 1.
Buntsandsteinbruch bei Üdingen an der Bahnstrecke Düren—Heimbach (Nordabfall der Eifel). Die Hauptfundschicht liegt in Höhe des Kopfes der Person, auch die beiden nächsthöheren Tonlagen zwischen den Sandsteinbänken enthalten Pflanzenreste. Die Begrenzungen der eingesunkenen Scholle sind links und rechts nahe dem Bildrand sichtbar.

teils aus dem oberen Buntsandstein stammende Flora von Kommern (Bl. Zülpich), die bereits im Jahre 1886 von Blanckenhorn in den „Paläontographica" veröffentlicht worden ist und besonders durch die Prachtexemplare von *Neuropteridium voltzi* nebst deren Fruktifikation *Crematopteris* bekannt ist, von denen Exemplare in verschiedene Sammlungen übergegangen sind. Auffälligerweise enthält die Flora von Kommern von den bei unserm Fundpunkte stark hervortretenden Koniferen sehr wenig und von Albertien überhaupt nichts.

Bei der geringen Zahl der bekannten Fundorte von Buntsandsteinflora ist die Zahl der Publikationen über diese ziemlich gering. Eine der besten Schilderungen der Buntsandsteinflora und zwar der Lothringisch-Elsässischen ist immer noch die von Schimper und Mougeot vom Jahre 1844, wozu sich in der Veröffentlichung von Fliche von 1910 Ergänzungen befinden. In neuerer Zeit sind an Beschreibungen von Buntsandsteinfloren erschienen solche über die Badischen Fundorte von Frentzen, über einen Thüringer Fundort von Mägdefrau und über einen mitteldeutschen in der Gegend von Göttingen (mittlerer Buntsandstein) von Schlüter & Schmidt, durch die man Näheres über die Natur der von uns S. 358 ebenfalls erwähnten „Yucciten" erfahren hat. In all diesen Fundorten außer in den Schimper'schen ist von

der Konifere *Albertia* kaum oder überhaupt nicht die Rede. Um so mehr darf die Üdinger Buntsandsteinflora Anspruch auf Aufmerksamkeit machen, und wir müssen dem Eifer und der Umsicht des Herrn Dr. Voigt Dank zollen.

Beschreibung der Flora

Equisetites mougeoti Brongn. sp.

Taf. 31, Fig. 1 u. 2

1829 *Calamites Mougeoti* Brongn., Hist. S. 137, Taf. 25, Fig. 4, 5.

1841 *Equisetum Mougeoti* Schimper & Mougeot, Plantes foss. Grès bigarré des Vosges, 2, S. 58, Taf. 29, Fig. 1, 2.
Calamites arenaceus Schimper & Mougeot, a. a. O., S. 57, Taf. 28; Taf. 29, Fig. 3.

1914 *Equisetum Mougeoti* Schimper & Mougeot, Frentzen, Buntsandstein von Baden, S. 75, Taf. 10 ff.

Die vorliegende Art ist von Frentzen (s. oben) ausführlich behandelt worden, der auch die als *Cal. arenaceus* von Brongniart und als *C. brongniarti* von den beiden letztgenannten Autoren bestimmten Stücke dazugezogen hat. Es ist anzunehmen, daß die häufiger aus dem Buntsandstein als *E. arenaceus* angeführten Stücke überhaupt hierher gehören; diese Keuperart ist nach den Marksteinkernen der vorliegenden ähnlich, aber durch die Verzweigung und durch die Art der Blattquirle recht verschieden. Unter unserem Material befindet sich eine ganze Anzahl solcher Equisetiten-Stücke, die wohl alle zu dieser Art gehören. Am häufigsten sind Marksteinkerne oder Stücke mit Leitbündelskeletten, die oft recht verbogen und deformiert sind. Bemerkenswert ist ein Stück, das die Oberfläche des Stammes erhalten zeigt und an den Knotenlinien zahlreichere Astnarben (Taf. 31, Fig. 2). Die erhaltenen drei Stengelglieder zeigen an den beiden Knotenlinien die Astnarben, die etwa den Verhältnissen entsprechen, wie sie Frentzen 1914, Taf. 12, Fig. 4, auch Taf. 10, Fig. 1 dargestellt hat. Die Internodien selbst zeigen keinerlei Längsstreifung von durchgedrückten Leitbündeln, sondern nur eine gewisse feine Längsriefung. Das liegt aber offenbar daran, daß das hier erhaltene äußere Hautgewebe vor der Einbettung bereits losgelöst war, was bei dieser Art selten der Fall ist. Es liegen von ihr meist Marksteinkerne und Leitbündelskulpturen vor, wie sie sich auch bei unserm Fundort finden, besonders gern aber bei Stücken, die in Sandstein eingebettet sind. Ein weiteres Stück mit Verzweigung zeigt Taf. 31, Fig. 1; hier sitzen noch die Astbasen an und zwar sind zwei (links und rechts) sichtbar. Das ganze Stück war aber bei der Einbettung offenbar sehr aufgeweicht und zeigt demgemäß unregelmäßige Formen. Teilweise sind durchgedrückte Leitbündel sichtbar. Auch sonst kommen Hautfetzen vor, die zu den *Equisetales* gehören; aber manchmal können solche Hautfetzen auch von anderen Pflanzen stammen und sind unbestimmbar.

Was die Benennung anbelangt, so wählen wir die Bezeichnung *Equisetites*, da die Zugehörigkeit zur Gattung *Equisetum* selbst (nach der Meinung der meisten Autoren) nicht festzustehen scheint, wogegen die Zugehörigkeit zu der Familie Equisetaceae unzweifelhaft ist.

Von dem Fundpunkt Bergbuir (Bl. Mechernich) liegt von dieser Art ebenfalls ein Rest vor, der ein Marksteinkern mit einem Astmal ist.

? *Schizoneura paradoxa* Schimper & Mougeot

Taf. 31, Fig. 3

1828 *Convallarites* sp. sp. Brongn., Ann. Sci. Nat., 15, S. 455, Taf. 19.
1844 *Schizoneura paradoxa* Sch. & M., Grès bigarré, 3, S. 50, Taf. 24 bis 26.

Die obige merkwürdige Equisetale kann im deutschen Buntsandstein als Auswanderer aus den Gondwanaländern gelten, wo *Schiz. gondwanensis* zu den Charakterpflanzen gehört, die offenbar unserer Buntsandsteinart nahestehen. Außer in dem elsässisch-lothringischen Gebiet ist die Pflanze sonst recht selten gefunden worden. Fliche gibt sie 1910 (S. 131) an seinen Fundorten ebenfalls als selten an. Aus dem badischen Gebiet führt Frentzen nur einige mäßige Stücke davon auf. An unserm Dürener Fundort sind ebenfalls nur kleinere Stückchen gefunden worden, die dazu gehören dürften; es liegen nur Bruchstücke von Blattquirlen vor, mit schmalen Blättern, ähnlich den Frentzen'schen Stücken (a. a. O., Taf. 12, Fig. 6, 7), bei denen noch Achsenreste dabei sind, ohne daß jedoch die Knotenlinien selber zweifellos erhalten oder sichtbar wären. Trotzdem wird ein Exemplar hier abgebildet, da die Art in unserm Gebiet bisher überhaupt nicht gefunden ist. Da mehrere Exemplare mit quirlig stehenden Blättern vorliegen, kann man die Zugehörigkeit zu *Schizoneura* wohl behaupten.

Farnreste

Neuropteridium elegans Schimper

Taf. 31, Fig. 4

1829 *Neuropteris elegans* Schimper & Mougeot, Brongniart, Hist., S. 247, Taf. 74.
1844 *Neuropteris elegans* Schimper & Mougeot, Grès bigarré, 3, S. 80, Taf. 39, Fig. 1—3.
1869 *Neuropteridium* (als Subgenus) *elegans* Schimper, Traité, 1, S. 447.

Von Üdingen liegt der abgebildete kleine Farnrest vor, der wohl nach Größe der Fiedern, Aderung und Anheftung zu der vorliegenden Art gehört. Blanckenhorn hat ähnlich wie Schimp. & Moug. mehrere Neuropteridien unterschieden, von denen er *N. voltzi* und *intermedium* aufführt. Es ist allerdings wohl fraglich, ob das wirklich verschiedene Arten sind. Die kleine Form, die Schimper als *N. elegans* dargestellt hat, und die der kleinblättrigen, als *N. intermedium* bezeichneten (wie Blanckenhorn's Figur auf Taf. 18) recht nahesteht, hat Blanckenhorn nicht aufgeführt. Wir können hier die Möglichkeit, wie weit die Arten etwa zusammengezogen werden können, nicht erörtern, da wir nur einen kleinen Blattrest haben und das ganze Material für diese Frage wieder zusammengeholt werden müßte. Wir lassen daher die Art *elegans* zunächst bestehen und benennen demgemäß unsern Rest danach. Meine anfängliche Meinung, daß es sich etwa um *Pecopteris sulziana* handeln könne (Schimper & Mougeot, a. a. O., S. 82, Taf. 40), habe ich fallen gelassen, da die Aderung der Blättchen mit deren lockerer und sparriger nicht übereinstimmt und außerdem die Fiederchen nicht die gedrungene Form der *Sulziana*-Blättchen besitzen. Schöne, große Exemplare der Neuropteridien sind, wie schon vorn erwähnt, bei Kommern gefunden worden,

also in der Nähe unseres Fundortes; es ist aber hier fast weiter nichts als das vorliegende Blättchen zum Vorschein gekommen, das aber wohl sicher zu der Art gehört.

Neuropteridium sp.

Außer dem obigen einmal fiedrigen Stück ist von der Gattung noch ein einzelnes, *Neuropteris* ähnliches Blättchen gefunden worden, das größer ist als die Fiederchen von *N. elegans*. Es dürfte zu einer der größerblättrigen Art *N. voltzi* oder *intermedium* gehören. Wir haben es nicht abgebildet, da nichts weiter dazu zu bemerken ist. Die Aderung ist verhältnismäßig deutlich.

Coniferae

Voltzia heterophylla Brongn.

Taf. 31, Fig. 11, ? 9, 10

1828 *Voltzia heterophylla* Brongn., Prodrome, S. 108.

1841 *Voltzia heterophylla* Brongn., Schimper & Mougeot, 1, S. 25, Taf. 5 bis 14.

Diese bekannte Konifere des oberen Buntsandsteins, nach der im Saarbrückenschen der pflanzenführende Sandstein als Voltzien-Sandstein benannt wird, fehlt auch in unserem Material nicht. Die Exemplare treten aber etwas zurück hinter den sonst so seltenen Albertien. Es sind Zweigreste mit längeren und solche mit kürzeren Nadeln erhalten, von denen auf Taf. 31, Fig. 11 ein Stück abgebildet ist. Es handelt sich durchweg nur um Bruchstücke, deren Bestimmung aber möglich ist, weil man in diesen Schichten das Auftreten dieser Konifere kennt und erwarten muß, und weil Zweigstücke mit längeren und kürzeren Nadeln vorhanden sind. Möglicherweise gehören dazu die Zapfen, von denen in Fig. 9, 10 zwei dargestellt sind. Schon Schimper hat sie als männliche Zapfen dieser Konifere bezeichnet; ein Zusammenhang ist allerdings noch nicht nachgewiesen. Es ist aber anzunehmen, da sie auch an solchen Fundorten auftreten, wo von Koniferen eigentlich nur *Voltzia* auftritt, nicht aber *Albertia,* an die man auch denken könnte. Solche Zapfen sind z. B. bekannt durch Frentzen aus Baden (1915, S. 96, Taf. 14, Fig. 4, 5, 7), der sie aber nicht als Koniferenzapfen, sondern als Lepidostroben ansprechen zu müssen glaubte[1]). Unleugbar besitzen sie durch die Skulptur der Achsen, die bei Stücken von Frentzen besonders deutlich, an unsern aber weniger klar ist, Ähnlichkeit mit solchen Lepidophytenzapfen. Obgleich auch das, was man an den Sporophyllen oder Zapfenschuppen sieht, dieser Meinung nicht gerade widerspricht, muß man doch sagen, daß — um einen *Lepidostrobus* im Buntsandstein anzunehmen — mindestens auch andere stammähnliche Organe von *Lepidodendron*-Charakter sichtbar sein müßten, was aber nicht der Fall ist. Auch die von Frentzen als *Knorria paläotriasica* bezeichneten Formen können nicht als Lepidophytenreste angesprochen werden und sind vielmehr anderer Deutung fähig. Einmal ist ihr *Knorria*-Charakter nicht so ausgesprochen, wie man es bei den Lepidophyten gewohnt ist, andererseits kommen knorrioide Formen auch z. B. bei Farnstämmen vor, wie die Geschichte der „*Knorria*" *mariana* Michael

1) Hierher gehört wohl auch der Zapfen von Schlüter und Schmidt (1927, Taf. 3, Fig. 2), den sie als männlichen Zapfen von *Yuccites* ansehen.

beweist, die sich nachher als Farnstamm mit innerer Struktur herausstellte (*Knorripteris* bzw. *Adelophyton jutieri* Ren.). So bleibt die Deutung dieser Zapfen als Koniferenzapfen das Natürliche, wenn auch an ihnen nicht viele Einzelheiten sichtbar sind. Wenn sie zu *Voltzia*, wie also anzunehmen ist, gehört haben, müssen sie männliche Zapfen darstellen, da die weiblichen bekannt sind und ganz anders aussehen. Frentzen hebt hervor, daß sie für männliche Koniferenzapfen reichlich groß und voluminös sind; das ist richtig, und ihre Gestalt ist dafür sicher abweichend, aber die Koniferenzapfennatur darum zu leugnen liegt kein Anlaß vor. Die ♂ Araukarien-Blüten sind ebenfalls ziemlich groß und dick. Auffällig bleibt immerhin die scheinbar lepidostrobusähnliche Beschaffenheit der Zapfenschuppen und der ganze Bau des Zapfens.

Albertia latifolia und *elliptica* Schimper & Mougeot

Taf. 31, Fig. 5—7

1840 *Albertia latifolia* Schimper & Mougeot, Grès bigarré, 1, S. 17, Taf. 2 und *A. elliptica*, a. a. O. S. 18, Taf. 3 (? 4), 1.

Diese Koniferenreste sind bereits oben als besonders wichtig an unserm Fundort bezeichnet worden, weil sie so selten sind. Außer unsicheren Angaben, wie sie z. B. Schmidt & Schlüter (1927, S. 14) machen (? *Albertia*), scheint sie bis jetzt nur im lothringisch-elsässischen Buntsandsteingebiet gefunden zu sein. Außer Schimper & Mougeot gibt sie auch Fliche 1910 von noch anderen Fundorten jenes Gebietes an. In den sonstigen Lokalfloren auch unserer Gegend (Blanckenhorn) fehlt sie. Um so bemerkenswerter ist ihr Auftreten hier. Es handelt sich dabei ohne Ausnahme um kleine Zweigreste mit Blättern von bald schmaler, bald breiterer Form. Einige Formen sind auf Taf. 31 abgebildet. Einzelne isolierte Blätter finden sich ebenfalls.

Schimper und Mougeot haben vier Arten von *Albertia* aufgestellt; ob diese in Wahrheit zu Recht bestehen, wird sich wohl niemals entscheiden lassen, da die Funde im ganzen viel zu gering sind, um eine Diskussion in dieser Richtung zu erlauben. Einige unserer Stücke entsprechen dem, was als *A. latifolia*, andere dem, was als *A. elliptica* bezeichnet wird. Wir lassen daher diese Frage beiseite und bezeichnen die Stücke mit dem Schimper'schen Namen, ohne damit anzunehmen, daß es sich unbedingt bei allen um die gleiche Art handelt.

Bezüglich der Stellung von *Albertia* im System nahm Schimper an, daß es sich um Araucarieen handle, wegen der Ähnlichkeit der parallelnervigen Blätter mit denen von *Dammara*. Das kann man jedoch nicht als Beweis für diese Verwandtschaft gelten lassen, über die in Wirklichkeit nur die Zapfen oder die Zapfenschuppen Auskunft geben können. Diese sind aber nicht bekannt, oder was Schimper dafür angegeben hat, gehört schwerlich dazu und ist auch in der Struktur nicht bekannt. Die Frage, welcher Koniferenfamilie die Gattung angehört oder nahesteht, ist vielmehr vollständig offen; es hat sicher im Mesozoikum eine ganze Reihe von Koniferen mit längsadrigen Blättern gegeben, namentlich außer dem nachher zu behandelnden *Yuccites* noch Formen von *Podozamites*, der mehr als Konifere als Cycadophyt gelten kann. Auch bei lebenden Podocarpusarten kommen paralleladrige Blätter vor (Sect. *Nageia*, nach der auch die fossile *Nageiopsis* benannt ist).

Yuccites vogesiacus Schimper

Taf. 31, Fig. 13

1841 *Yuccites vogesiacus* Schimper & Mougeot, 1, S. 42, Taf. 21.
1910 *Cordaites vogesiacus* Fliche, Flore Trias en Lorraine, S. 169, Taf. 16 bis 17, Fig. 1.
1927 *Yuccites vogesiacus* Sch. bei Schlüter & Schmidt, N. Jb. Min., Beil.-Bd. 57, S. 20, Taf. 3.

Die cordaitenähnlichen, langstreifigen, längsadrigen Blätter sind aus dem oberen Buntsandstein schon seit der Arbeit von Schimper & Mougeot bekannt, deren Material bereits erkennen ließ, daß sie spiralig an Achsen befestigt waren. Sie gehören zu denjenigen Formen, die man gerne mit den Cordaiten des Paläozoikums zusammenbrachte. Fliche hat auch eine kleine „*Artisia*" (a. a. O., Taf. 16—17, Fig. 4) bekanntgemacht und Kräusel eine solche aus dem Keuper angegeben. Kräusel zog aber daraus nicht den Schluß, daß es sich um ein Cordaitenholz handle, wogegen Fliche unsere Art — die also auf das betreffende Holz bezogen wurde — direkt als *Cordaites* anführte. Ich habe mich seit langem gegen das Fortdauern der Cordaiten im Mesozoikum ausgesprochen. In deutlicher Form und mit genauerer Begründung hat dies Florin in seiner großen Arbeit von 1936 betont. Die vorliegende Art ist das typische Beispiel dafür, daß die Vorsicht verschiedener Verfasser berechtigt war, da Schlüter & Schmidt 1927 nachgewiesen haben, daß es sich um eine koniferenartige Pflanze handelt. Von unserem Fundpunkt bei Düren liegt anscheinend kein Material von der Art vor, dagegen eine Anzahl unverkennbarer Stücke von Bergbuir; dieser Fundort hat dadurch eine besondere Färbung, da die Pflanze hier vorherrschend ist; außerdem wurde dort nur noch ein Stückchen *Equisetites* gefunden.

Was die Namengebung anlangt, so haben wir nach den Benennungsgesetzen den Namen *Yuccites* zu behalten, obwohl er eine falsche Vorstellung von der Verwandtschaft der Reste erweckt. Im „Lehrbuch" 1921, S. 257, vertrat ich einen anderen Standpunkt. Das dort vorgeschlagene *Desmiophyllum* Solms ist jünger, und als Sammelname für cordaitenähnliche Blätter aus dem Mesozoikum könnte man auch *Yuccites* benutzen. Dies dürfte sich aber jetzt nicht mehr empfehlen, da durch die Auffindung zugehöriger Zapfen diese Buntsandsteingattung eine starke Einengung erfahren hat.

Es sind bei Bergbuir nur Blätter gefunden worden, an Zahl ungefähr sechs Stück.

Koniferenzweigstück unbestimmbarer Zugehörigkeit

Auf Taf. 31, Fig. 8 ist ein kleines Stück eines Koniferenzweiges mit breitansitzenden, paralleladrigen, spitz zulaufenden Blättern abgebildet, das dem betreffenden Baum etwa die Gestalt von *Araucaria imbricata* (Chile-Araukarie) verliehen haben dürfte. Wir begnügen uns damit es darzustellen, können aber über seine nähere Verwandtschaft nichts sagen. Auch hier wäre es voreilig, allein auf Grund der äußeren Beschaffenheit etwas über die Verwandtschaft, etwa mit den Araukarien, auszusagen. Unseres Wissens ist eine derartige Konifere im Buntsandstein bisher nicht gefunden worden.

Außerdem ist noch ein größeres Zweigstück, vermutlich auch einer Konifere angehörig, mit lockeren, schmalen, stumpflichen etwa 3—4 cm langen, 3—4 mm breiten Blättern vorhanden, die paralleladrig zu sein scheinen; sie sind möglicherweise mit *Albertia* verwandt, vielleicht aber auch etwas ganz anderes. Es hebt sich nur schwach vom Gestein ab, und wir haben daher auf eine Abbildung verzichtet, zumal aus der Beschreibung eigentlich alles Nötige hervorgeht. Dieses Stück und das vorige scheinen zu zeigen, daß die Koniferenwelt des Buntsandsteins wohl etwas mannigfaltiger war, als es bisher schien. Wir müssen uns aber wegen des weiteren auf günstige Funde vertrösten. Schließlich sind noch ± lang-dreieckige Blätter zu erwähnen, wie sie Taf. 31, Fig. 12 darstellt, die wohl irgendwelche Koniferennadeln sind, aber weder zu *Voltzia* noch zu *Albertia* zu gehören scheinen.

Zusammenfassung

Die kleine Buntsandsteinflora von Üdingen besteht zwar nur aus kleineren Stücken der erhaltenen Pflanzen, sie ist aber dafür durch eine ziemliche Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung ausgezeichnet. Es sind sowohl *Equisetales* als Farne und Koniferen vertreten.

Die erkennbaren Arten von Üdingen sind: *Equisetites mougeoti* Brongn. (häufig); ? *Schizoneura paradoxa* (selten); *Neuropteridium elegans* Sch. & M. (selten); *Voltzia heterophylla* Brongn. (nicht selten); *Albertia latifolia* (u. „*elliptica*") Sch. & M. und unsichere Arten. Bergbuir: *Equisetites mougeoti* Brongn. (selten); *Yuccites vogesiacus* Sch. & M. (häufig).

Es ist bemerkenswert, daß die guterhaltene Flora von Kommern vorwiegend Farne und fragliche Equisetales enthält, die von Bergbuir zahlreiche Reste von *Yuccites* und einen Equisetiten, also beide verhältnismäßig formenarm sind. Daher bildet unsere Dürener Flora diesen gegenüber eine wichtige Ergänzung, auch was das geographische Vorkommen der Arten betrifft. Es zeigt sich, daß auch die Gattung *Albertia* in unser nördliches Eifeler Buntsandsteingebiet hinaufgereicht hat, in dessen Flora auf diese Weise neue Beziehungen zu der der Vogesen erkannt werden können. Wie die dortige zeigt sich auch die vorliegende als echte Flora des oberen Buntsandsteins.

Schriften

Blanckenhorn, M.: Die fossile Flora des Buntsandsteins und des Muschelkalks der Umgegend von Kommern. — Palaeontographica, **32**, S. 117—154, Taf. 15—22, Stuttgart 1886.

Fliche, P.: Flore fossile du Trias en Lorraine et Franche-Comté. — Bull. Soc. Sci. Nancy 1910.

Florin, R.: Die fossilen Ginkgophyten von Franz-Josephsland nebst Erörterungen über vermeintliche Cordaïtales mesozoischen Alters. — Palaeontographica, **82 B**, S. 1—72, Taf. 1—6, 1936.

Frentzen, K.: Die Flora des Buntsandsteins Badens. — Mitt. bad. geol. L.-A., **8**, S. 63—162, Taf. 10—23, Heidelberg 1915.

Gothan, W.: Lehrbuch der Paläobotanik, zugleich 2. Auflage von H. Potonié, Lehrbuch. — Berlin 1921.

Kräusel, R.: Über ein Keuperholz mit cordaitoidem Mark. — Senckenbergiana, **10**, S. 247—254, Frankfurt a. M. 1928.

Schenk, A.: Palaeophytologie. — München und Leipzig 1888—1890.

Schlüter, H. & Schmidt, H.: *Voltzia, Yuccites* und andere neue Funde aus dem südhannoverschen Buntsandstein. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **57**, Abt. B, S. 12—27, Taf. 2—4, Stuttgart 1927.

Schimper, W. P. & Mougeot, A.: Monographie des plantes fossiles du Grès bigarré de la Chêne des Vosges. I—III. — 1840—1844.

Urschrift eingegangen am 7. September 1937
Druckauftrag erteilt am 21. Dezember 1937

Über die Heilschlamm-(Gyttja-)Lagerstätte des Schollener Sees bei Rathenow,

nebst allgemeinen Bemerkungen über Saprolithe und Erdölentstehung

Von Robert Potonié, Berlin

Mit einem chemischen Beitrag von Wilhelm Benade, Berlin

Hierzu Tafel 32—35 und 4 Abbildungen

Inhalt

Seite

Einleitung 362
A. Genetische Systematik der Saprolithe und Humolithe 362
1. Allgemeines 362
2. Einteilungsschema der Saprolithe 363
a) Sapropel 363
b) Gyttja 364
c) Humosapropel 365
d) Saprohumopel 366
3. Einige Bemerkungen über Humolithe 366
a) Humopel 366
b) Humocoll 367
4. Genetische Tabelle Henry Potonié's (Revision) 368
B. Der Schollener See 367
1. Förna, Aefja, Gyttja (Pelose), Sapropel usw. 367
2. Abhängigkeit von den Tiefenverhältnissen des Sees 369
3. Chemische und mikroskopische Untersuchung der Pelose 370
4. Vergleich der Pelose mit der chemischen Untersuchung anderer Schlamme 375
5. Verbleib der Fettsubstanzen und ihr Vergleich mit dem Öl der Pechkohle des Alpenrandes. 377
6. Leichenwachs 382
7. Weitere Unterwasserböden des Schollener Sees 383
8. Pollenanalyse 383
9. Auswertung des Luftbildes des Schollener Sees 386
C. Zusammenfassung 390
Schriften 390

Einleitung

Der Schollener See, in der Nordwestecke des Meßtischblattes Schollene bei Rathenow gelegen, liefert einen Schlamm, der sich in der Heilpraxis in hervorragender Weise bewährt hat und von der Firma Schering (Berlin) als therapeutisches Präparat gewonnen wird. Edgar Rosenberg (1929) will diese Tatsache festhalten, indem er dem Schlamm eine besondere Bezeichnung gibt. Er nennt ihn Pelose.

A. Genetische Systematik der Saprolithe und Humolithe

1. Allgemeines

Ehe Näheres über die besonderen Verhältnisse der Schollener Lagerstätte ausgeführt wird, mögen zunächst einige allgemeine Bemerkungen über die genetische Systematik der verschiedenen Schlammarten vorgebracht werden (vgl. R. Potonié 1937).

Wie wir sehen werden, sind wir berechtigt, die echten Sapropele mit den Gyttjen als Saprolithe zusammenzufassen, und die Gesamtheit der die Saprolithe betreffenden Prozesse als Saprofikation zu bezeichnen. Wir hätten dann neben einer Eu- eine Metasaprofikation, d. h. eine Voll- und eine Halbfäulnis, was R. Potonié (u. a. 1928) dazu veranlaßt hat, labilprotobituminösen Faulschlamm (= Eusapropel = echten Faulschlamm) von stabilprotobituminösem Faulschlamm (= Metasapropel = Gyttja) zu unterscheiden, womit er dasselbe tat wie Wasmund (1930), der den eigentlichen Faulschlamm (= Sapropel) von der Gyttja scharf abtrennte.

Der Begriff Saprolith = Schlammgestein im Gegensatz zu Humolith = Torfgestein, ist schon deshalb zweckmäßig, weil nicht nur in Deutschland der größte Teil des diesbezüglichen Schrifttums den Gegensatz von Humifikation und Saprofikation als Einteilungsprinzip der hierher gehörenden fossilen Gesteine benutzt, sondern auch ausländisches Schrifttum, wie z. B. in Frankreich P. Bertrand und in Rußland Zalessky.

Aus den verschiedensten Äußerungen Henry Potonié's geht hervor, daß er den Begriff „Fäulnis" vor allem als Gegensatz zu „Vertorfung" verstanden wissen will. „Fäulnisprozesse" sind für ihn Prozesse, die nicht in Vertorfung und Inkohlung, sondern in Bituminierung übergehen. Er sagt von der Bituminierung: „Die Materialien, die diesem Prozeß in unserem Sinne unterliegen, sind die, die das Sapropel bilden." Ein klarer Bituminierungsprozeß aber dürfte sich z. B. in so ausgesprochenen Saprolithen wie gewissen „Ölschiefern" vollzogen haben, und gerade unter den „Ölschiefern" finden wir Gesteine, die nicht aus einem echten Sapropel (= Eusapropel), sondern am besten aus einer Gyttja, also aus unserem anfangs Oxydationsprozessen unterliegenden Metasapropel entstanden gedacht werden können. Erwähnt sei nur der von Bradley beschriebene „Ölschiefer" der Greenriverformation, in dem neben vielen anderen Organismenresten auch der das Sediment koprogen umformende *Chironomus* sp. vorkommt. Aber auch sonst ist *Chironomus* in bituminösen Gesteinen gefunden worden (vgl. A. Handlirsch, Die fossilen Insekten. — Leipzig 1907). Koprogene Umformung ist für die Gyttjen im Gegensatz zu den eigentlichen Sapropelen bezeichnend. Wir werden aber

bei der Besprechung der einzelnen Typen sehen, daß wir die Gyttja, bei der weiterhin doch Fäulnisprozesse statthaben, trotz anfänglicher koprogener Umformung und Oxydation nicht aus den Saprolithen herausnehmen können.

Der bekannte Limnologe Einar Naumann schreibt übrigens noch 1929 und hat dabei ähnliches im Sinne: „Eine nähere Prüfung der einschlägigen Verhältnisse wird aber meines Erachtens zu dem Schluß führen, daß nur die von Potonié gegebene Fassung des Sapropel-Begriffes auf dem jetzigen Standpunkt der Schlammkunde anerkannt werden kann." Immerhin wollen wir als Oberbegriff nicht mehr „Sapropel" sondern „Saprolith" wählen.

Lauterborn hat das Wort s a p r o p e l i s c h (und zunächst nicht das von H. Potonié geprägte Wort Sapropel), ohne daß dies Henry Potonié bekanntgeworden wäre, schon vor Potonié benutzt und hat dabei nur an von vornherein ausgesprochen anaerobe Bedingungen gedacht. Das Wort sapropelisch würde also nach Lauterborn die Gyttjen nicht voll betreffen. Lauterborn bezieht aber seinen Begriff sapropelisch (später spricht er auch von Sapropel) auf Bildungen, die genau gesehen weder mit den Gyttjen noch auch mit den echten Sapropelen vollkommen zusammengebracht werden sollten. R. Potonié bezeichnet solche Bildungen je nachdem als S a p r o h u m o p e l e oder als H u m o s a p r o p e l e. Es handelt sich um Schlamme, die, wie in manchen kleinen Waldtümpeln oder aber in der dicht mit höheren Pflanzen bestandenen Röhrichtzone größerer Seen, bei einer Überproduktion von z. T. größeren Pflanzenresten (wie Blätter, ganze Pflanzenteile usw.) entstehen, so daß zwar saprobische Bedingungen eintreten, die aber teilweise ein ganz anderes Ausgangsmaterial verarbeiten, nämlich ein dem des Torfes ähnliches. Da wegen hinreichender Alkalinität keine Huminsäuren entstehen, bildet sich zwar kein Torf, sondern Sapropel, im wesentlichen bei Reduktion und bakterieller Umformung, aber es verbleiben, wo das Sediment sich schneller anhäuft, nennenswerte Sedimentmengen (und nur solche können vom Geologen im Schichtenverband wiedergefunden werden) mit größeren Massen von makroskopisch erkennbaren Pflanzenteilen, die der Saprofikation entgehen, zwar nicht humifizieren, aber doch späterhin inkohlen, so daß mindestens das ältere Sediment zu den Humosaprolithen usw. gestellt werden muß. Weiteres über Humosapropel siehe weiter unten.

2. Einteilungsschema der Saprolithe

Als E i n t e i l u n g s s c h e m a d e r S a p r o l i t h e ergibt sich also folgendes:

a) S a p r o p e l im eigentlichen Sinne, eigentlicher Faulschlamm, Tiefenschlamm, Eusapropel.

Hierher gehören die in größeren Wassertiefen wesentlich aus dem Plankton bei Vollfäulnis (Eusaprofikation), d. h. bei ausschließlicher Reduktion und bakterieller Umformung sich bildenden Sedimente. Ausgangsmaterial ist vor allem pflanzliches und tierisches Plankton, aber je nach dem Wirkungsbereich der Uferzone auch die Vegetation der größeren untergetauchten Wasserpflanzen usw.

R. Bärtling nannte (1922) diesen Schlamm T i e f e n s c h l a m m. R. Potonié bezeichnete ihn 1928 (Petrographie der „Ölschiefer") als l a b i l p r o t o -

bituminösen Faulschlamm, später als Eusapropel. Wasmund hat 1930 darauf hingewiesen, daß solcher Schlamm am besten schlechthin Sapropel genannt wird. Jedenfalls handelt es sich auch in den früheren Arbeiten von R. Potonié darum, festzustellen, daß nicht jeder „Faulschlamm" Ölmuttergestein sein kann, ein Gedanke, der dann dankenswerterweise von Wasmund und Krejci-Graf (u. a. 1936) weiter durchgeführt worden ist.

b) Gyttja, fruchtbarer Schlamm der Fraßzone der Fischereibiologen, Metasapropel.

Zunächst koprogene und bakterielle Umformung unter aeroben Bedingungen bei Oxydation und Reduktion, später, wo überhaupt größere Lagerstätten entstehen (so daß das Material geologisch in Frage kommt), den Bedingungen des eigentlichen Faulschlamms zustrebend (siehe unter 1).

R. Bärtling nennt einen der Schlamme, die hierher gehören, im Gegensatz zu seinem Tiefenschlamm „Schlamm des gemischten Phanerogamenrasens" und zeigt durch Analysen, daß dieser Schlamm andersartig ist als sein Tiefenschlamm. R. Potonié bezeichnete (1928) den Faulschlammtyp Nr. 2 (jetzt = Gyttja) als „zu bedeutenden Teilen" stabilprotobituminösen, rechnete hierher aber zunächst auch noch den Typus, den er 1932 als Humosapropel bezeichnet hat (siehe nächsten Abschnitt), während der jetzt hier in Rede stehende Typus 1932 Metasapropel genannt wurde. Wasmund und Krejci-Graf haben statt dessen der schwedischen Bezeichnung Gyttja zu ihrem Recht verholfen.

Im Hinblick auf die koprogene Umformung der Gyttja unserer Binnengewässer ist eine Arbeit von Horst Potonié (1936) zur Biologie der Zuckmücke, *Chironomus plumosus*, zu beachten.

Horst Potonié versuchte zur Aufzucht der Larven von *Chironomus plumosus* L. die mit dem Bodengreifer gewonnene oberste Schicht des Schlammes aus der Mitte des Müggelsees zu benutzen. Vor Verwendung zur Zucht wurde der Schlamm fein durchgesiebt. Die meisten Larven gingen bei diesem Verfahren schon in den ersten Tagen nach dem Schlüpfen ein. Es gelang aber, halbwüchsige gefangene Larven mit dem Schlamm aus dem Müggelsee bis zur Imago großzuziehen, weil man den Schlamm bei solchen größeren Larven öfter wechseln kann. Nach Alsterberg (1925) ist nun die richtige Nahrung für die Bodenchironomiden ein Material, aus dem erst Schlamm werden soll, das also die Bezeichnung „Schlamm" eigentlich noch gar nicht verdient. Entsteht doch der Schlamm aus einem fortdauernden Regen und Antrieb pflanzlicher und tierischer Reste auf die Oberfläche des Seebodens. Für die oberste Sediment-Schicht stehen denn auch, um den Gegensatz zum eigentlichen Schlamm herauszuschälen, die Begriffe Aefja und Förna zur Verfügung. Alsterberg hat durch eingehende Versuche festgestellt, daß die *Chironomus*-Larven ihre Nahrung nur der Oberfläche entnehmen, auf der sie leben, und nicht den darunter liegenden Schichten. Horst Potonié (a. a. O.) fügt hinzu: „Die auf der Schlammoberfläche lebenden roten Chironomiden-Larven ernähren sich nur im Falle ungünstiger Ernährungsbedingungen, d. h. in der Notlage, von bereits stärker ausgefaulten organischen Stoffen... Ihr Wachstum ist dann aber auch danach." Wir können noch hinzusetzen, ebenso untergeordnet wird in solchem Falle die koprogene Umformung des Schlammes sein. Horst Potonié fand denn auch als geeignetstes Nährmittel für *plumosus*-Larven jeden Alters fein zerriebene Stoffe aus dem Lebenskreis eines Sees, d. h. dasselbe Material in frischem Zustande, das ausfaulend den guten fruchtbaren Detritusschlamm (Gyttja) eutropher Seen

liefert. Das unzersetzte Futter wurde jeweils in geringer Menge unmittelbar in die Zuchtgefäße gestreut, und die Larven gingen sofort heran, sobald das Futter in so gut wie frischem Zustand am Boden des Glases angelangt war.

Als Futtermittel wurden verwendet:

1. *Elodea canadensis,* getrocknet, sehr fein zermahlen.
2. *Polycystis* (Wasserblüte), getrocknet, sehr fein zermahlen.
3. Tierisches Plankton, wie z. B.
   Leptodora kindtii,
   Bosmia sp., *Diaptomus* sp., getrocknet, sehr fein zermahlen.
4. Piscidin Nr. 000.

Rein pflanzliche oder rein tierische Nahrung genügte nicht, um die *plumosus*-Larven zu normaler Entwicklung zu bringen. Eine geringe Beigabe tierischer Stoffe zu den pflanzlichen war am günstigsten. Pflanzliche Nahrung ist also die Hauptnahrung. Zweckmäßige Futtergrundlage sind zermahlene höhere Unterwasserpflanzen. „Das Kraut pflegt im Herbst zu fallen, wenn die Wassertemperatur niedrig und somit eine langsame Fäulnis möglich ist", und „wo die größte Zahl junger *plumosus*-Larven am Boden der Gewässer vorhanden zu sein pflegt". Dementsprechend wies schon SCHIMENZ darauf hin, daß die fischereiliche Ertragsfähigkeit der Bodenablagerung (die ja an *Ch. plumosus* gebunden ist) auch in der Mitte eines Sees unbedingt von der Beschaffenheit der Uferzone abhängt (Krautbestände). Woraus gleichzeitig hervorgeht, wie sehr die Uferzone zu der Substanz beiträgt, die wir später als Sediment an tieferen Stellen des Sees vorfinden.

Aus alledem folgt, daß bei der Gyttja die koprogene Umformung schon gleich unter der Aefja und Förna, also im eigentlichen Schlamm, zurücktritt, und daß sich dann dort an den verbleibenden Substanzen Prozesse vollziehen können, die von denen im echten Faulschlamm oder Eusapropel nicht wesentlich verschieden sind. Immerhin ist es geologisch nicht gleichgültig, daß das Material der Gyttja zu Anfang andersartig umgeformt wird als das des echten Faulschlammes, so daß die weiteren unter anaeroben Bedingungen sich vollziehenden Reduktionsprozesse bei der Gyttja ein gleich zu Anfang stärker von labilprotobituminösen Substanzen befreites Sediment betreffen.

c) Humosapropel, Zellulose-Schlamm, u. a. Blütenschlamm, Faulschlamm der Röhrichtzone.

In den Humosaprolithen haben wir eine Gesteinsreihe vor uns, der man im ersten Glied der Reihe, dem Humosapropel, noch nicht anmerkt, warum diese Sedimente nicht ganz zu den Sapropelen gestellt werden. Zwar kann das Humosapropel neben Planktonresten usw. zu einem beträchtlichen Teil ähnlichen Ausgangssubstanzen entspringen wie die Humolithe (also auch wie der Torf), nämlich Resten höherer Pflanzen, aber diese Reste unterliegen im jungen Sediment wegen Huminsäuremangel, Überproduktion von Substanz und folglich O-Mangel trotz flachen Wassers zum Teil ausgesprochen anaerober Fäulnis, zum andern Teil zeigt sich bei den wohlerhalten eingebetteten größeren Pflanzenresten deren Mumifikation bzw. zunächst nur sehr geringe Umwandlung und daher (an diesem Teil) später nicht Bituminierung sondern Inkohlung.

Die den Humosapropelen zugeführten Zellwände unterliegen also nicht wie beim Torf der wesentlich abakteriellen Humifikation, die anfangs als wichtigsten Prozeß die Huminsäurebildung zeigt, und die auf kürzestem Wege zu Humolithen wie den Torfen führt, sondern sie unterliegen im ± huminsäurefreien Wasser und als Schlamm sedimentiert der Fäulnis und z. T. Mumifikation und daher später neben der Bituminierung der Inkohlung.

Der Ausdruck Humosapropel hat besonders durch folgende Tatsachen seine Berechtigung. Wir finden z. B. in den die Steinkohlenflöze begleitenden Tonschiefern, im Dysodil usw. neben kleinsten organischen Teilen wohl erhaltene größere inkohlte Pflanzenreste, die diesen subaquatisch sedimentierten Gesteinen neben den auf die Saprolithe weisenden Eigenschaften unbedingt einen humolithischen Einschlag geben. Durch schnellen Abschluß können also Pflanzenreste im Uferbereich auch ohne die konservierende Wirkung von Huminsäuren in das fossile Sediment hinübergerettet werden und so (wenn auch erst späterhin) Veranlassung zur Bildung echt humolithischer Bestandteile sein. Daß die in einen Saprolith wohlerhalten hineingeratenen größeren Pflanzenreste lange Zeit einen Zustand bewahren können, den man nicht mit demjenigen von Torfresten vergleichen kann, zeigt z. B. die Kieselgur (vgl. Benade & Potonié, 1933, S. 71), in der sich u. a. Blätter von *Ilex* in noch chlorophyllhaltigem Zustand befunden haben.

Wir finden die Humosapropele z. B. im Schilfgürtel, durch den die gröberen Pflanzenreste mechanisch festgehalten werden; aber auch gleich außerhalb der Röhrichtzone.

Auch im Profil stehen die Humosapropele zwischen den Torfen (Humocollen) und den Gyttjen (Metasapropelen).

Fossil kennen wir solche Humosaprolithe z. B. auch aus den oberbayerischen Pechkohlen des Alpenrandes, sodann als gewisse Mattstreifen der Steinkohlen (vgl. R. Potonié & Bosenick) usw. Sedimente wie die Gyttja, die zwar manchmal ebenfalls großenteils aus den Zellwänden höherer Pflanzen entsteht (was gerade für die Pelose zutrifft), können niemals zu den Humosapropelen gestellt werden, weil die Zellulose hier gleich anfangs sehr weitgehend bakteriell umgeformt wird, so daß in der Gyttja kaum noch etwas vorhanden ist, was später noch inkohlen könnte. Abzusehen haben wir bei solchen Überlegungen von der allerletzten Inkohlungsstufe des Sapanthrazit-Zustandes. In dieser letzten Phase werden auch alle saprolithischen Anteile von der Inkohlung ergriffen, bzw. Inkohlung und Bituminierung laufen hier zusammen.

d) Saprohumopel ist ein Fachausdruck für Übergangsbildungen zu den Humolithen, in denen sich z. B. bei noch saprobischer Eigenschaft schon Huminsäuren nachweisen lassen.

3. Einige Bemerkungen über Humolithe

Zu den Humolithen- oder Torfgesteinen gehören:

a) Humopel, Humusschlamm.
   α) Tyrfopel, Dy.

In dystrophen Seen, wo sich durch gemäßigte Oxydation bei Kalkmangel, Stagnation usw. Huminsäuren bilden, werden die sedimentierten organischen Substanzen infolge des sauren Wassers den Bedingungen der Fäulnis entrückt.

Im Wasser gelöst gewesene ausgeflockte Humuskolloide werden als Dy im engeren Sinne bezeichnet. Häufig treten aber noch pflanzliche Gewebereste bis größere Teile höherer Pflanzen hinzu (Laubdy). Der allgemeinere Begriff ist Tyrfopel. Der Begriff Humopel will nur die Parallele zu den fossilen Bildungen betonen.

β) Schwemmtorf, Torfschlamm.

Vom Wasser aufgearbeiteter Torf, der ursprünglich am Ufer anstand und jetzt in Form von Torfschlamm als sekundäres Humopel vorliegt.

γ) Breitorf.

Anstehender schlammiger Torf, meist unter dünner festerer Vegetationsdecke, nicht weit vom Seeufer.

b) Humocoll, Torf.

Die Torfe brauchen hier nicht näher gekennzeichnet zu werden. Sie sind mit dem Spaten stechbar usw. Die Humocolle sind für die Humopele das zweite der diagenetischen Stadien, für die eigentlichen Torfe ± das erste Stadium des Gesteins.

4. Genetische Tabelle Henry Potonié's (Revision)

Wir haben die seinerzeit von H. Potonié zusammengestellte und viel beachtete Tabelle von neuem vorgenommen, da sich zeigt, daß sie sich mit einigen wenigen Ergänzungen sehr gut einer differenzierten Auffassung anpassen läßt. Siehe S. 368.

B. Der Schollener See

1. Förna, Aefja, Gyttja (Pelose), Sapropel usw.

Der Schlamm des Schollener Sees ist in den meisten der noch offenen Teile des Sees als Gyttja zu bezeichnen, da das Material anfangs auch der Oxydation und der koprogenen Umformung unterliegt und erst später unter immer mehr anaerob werdenden Bedingungen der Reduktion und mehr bakteriellen Umformung zufällt.

Die Oberfläche der jüngsten Schicht der Pelose steht beim gegenwärtigen Zustand des Sees zwischen Aefja und Förna. Zum südwestlichen Ufer hin wird der Förna-Charakter immer ausgesprochener. Wo sich dort der See durch Gruppen der Röhrichtpflanzengemeinschaft immer mehr zuzuziehen beginnt (vgl. Vegetationskarte Taf. 35 und Taf. 32, Fig. 1), ist typische Förna vorhanden. Alles in allem ist das äußere Bild ähnlich wie es Theodor Fontane in seinen „Wanderungen", und zwar im Bande Spreeland, vom großen und kleinen „Modder-See" zwischen Groß- und Klein-Köris schildert. Er schreibt: „Das Wasser in diesem Becken stand nur etwa fußhoch über einem aus gelbgrünen Pflanzenstoffen bestehenden Untergrund, der so weich war, wie ein mit Hilfe von Reagentien eben gefällter Niederschlag. Unser Schiff durchschnitt diese reizlosen, aber für die Wissenschaft der Torf- und Moorbildungen vielleicht nicht unwichtigen Wassertümpel, die vor uns, unaufgerüttelt, in smaragdner Klarheit, hinter uns in graugelber Trübe, wie ein Quirlbrei von Lehm und Humus lagen." Diese mehr gelbliche als grünliche Färbung ist auch bei dem Schlamm des Schollener Sees zumeist zu beobachten und zwar nicht nur an der Schlammoberfläche, sondern auch bei den darunterliegenden Schlammlagen, wobei nur ein geringer Wechsel der

Revision der Henry Potonié'schen Tabelle

Die Prozesse	Humifikation: Prozesse, denen im zunehmend sauren Medium besonders Land- und Sumpfpflanzen ausgesetzt sind. Später tritt Inkohlung ein.			Saprofikation: Prozesse, denen im ± alkalischen Medium auch echte Wasserorganismen ausgesetzt sind u. dies z. Teil vorwiegend. Später tritt Bituminierung ein.	
	Verwesung (Parahumifikation)	Vermoderung (Metahumifikation)	Vertorfung (Euhumifikation)	Teilfäulnis (Metasaprofikation)	Vollfäulnis (Eusaprofikation)
verlangen an Sauerstoff:	volle Gegenwart	weniger	nur anfangs, dann Abschluß	wenig	gänzl. Abschluß
verlangen an Wasser:	Feuchtigkeit	< Feuchtigkeit	erst Feuchtigkeit dann steh. Wasser bezw. sofort steh. Wasser	± stehendes Wasser	stehendes Wasser
es handelt sich dabei um	fortlaufende vollständige Oxydation auch der entstehenden Huminsäuren zu CO_2 und H_2O bei wesentl. biol. Zersetzung	zunehmende Unterbindung der Weiteroxydation der Huminsäuren, durch deren sauren Charakter dann die biologische Zersetzung der noch übrigen Substanzen verhindert wird; später daher nur Reduktion.		anfängliche Oxydation und koprogene Umformung, später Reduktion bei mehr bakterieller Umformung	ausschließliche Reduktion bei bakterieller Umformung
es entstehen dabei	feste stabilprotobituminöse Gesteine	feste Gesteine, die C-reiche Kohlenwasserstoffe enthalten		feste bis flüssige Gesteine bezw. Gesteinsbestandteile, die H-reichere Kohlenwasserstoffe enthalten (ursprünglich labilprotobituminös)	
rezente Vertreter sind:	Kopal z. T.	Moder	Torf Dy, Tyrfopel	Gyttja (Metasapropel)	echter Faulschlamm (Eusapropel)
fossile Vertreter sind:	Bernstein	Pyropissit	Braunkohle usw.	Boghead	Kupferschiefer usw. Erdöl usw.
das sind	Liptobiolithe	Humusgesteine = Humolithe		Faulschlammgesteine = Saprolithe	

Färbung von Schicht zu Schicht zu beobachten ist. Nur wo der Schlamm größere Mächtigkeiten annimmt, bestehen die unteren Schichten aus echtem Sapropel (siehe geol. Karte, Taf. 34) von oft sehr dunkler graugrünlicher Färbung.

Frische Proben aus der obersten Schicht riechen oft nach H_2S, und dies auch in der Mitte des Sees. Daß aber keine rein saprobischen Bedingungen vorliegen, beweisen schon die (beim gegenwärtigen Zustand des Sees allerdings nur noch gelegentlich auftretenden) Zuckmückenlarven *(Chironomus* plumosus). Dennoch ist die koprogene Umformung augenblicklich nur gering. FeS ist in geringerer Menge vorhanden als in den echten Faulschlammen oder Eusapropelen, was schon an der hellbraunen Farbe unseres Schlammes erkennbar ist.

Die Pelose dunkelt auch an der Luft nicht nach. In ihrer Farbe weist sie auf die Grobdetritus-Gyttja, die nennenswerte Mengen von Detritus höherer Pflanzen enthält und — wie dies hier der Fall ist — im Flachwasser vorkommt. Wenn nun auch, wie unsere mikroskopische Sedimentanalyse (Tabelle IX) zeigt, viel Detritus höherer Pflanzen vorhanden ist, so ist doch die Bezeichnung Grobdetritus-Gyttja wegen starker Aufbereitung des Materials nicht mehr recht am Platze.

2. Abhängigkeit von den Tiefenverhältnissen des Sees

Die starke Aufbereitung der phanerogamen usw. Bestandteile der Pelose hängt mit der Frage zusammen, warum die Pelose von Schollene in ziemlich mächtiger Schicht ein so gleichartiges Material ist.

Der Schollener See besitzt eine verhältnismäßig große Wasserfläche, die gegenüber den zumeist herrschenden Winden kaum Windschutz genießt. Zudem ist der See jetzt sehr flach (siehe Taf. 35) und hat schon bei Beginn der Bildung tonfreierer Pelose eine Tiefe von nur etwa 6—7 m besessen. Etwa bei 5 m aber kann die Tiefenwirkung der Windwellen schon begonnen haben.

Bei der im wesentlichen von meiner Frau Gertrud geb. Carl (* Rathenow 23. 2. 1890, † Berlin 5. 2. 1937) Anfang November 1935 vorgenommenen Ablotung des Sees ergaben sich die Isobathen unserer Karte. Bei der Auswertung dieser Karte ist zu berücksichtigen, daß der See im Hochsommer einen etwa 1 m tieferen Wasserstand hat. Anfang Juni 1935 betrug die Wassertiefe bei dem größten Teil der Seefläche kaum 50 cm und kommt gewöhnlich im Laufe des Sommers durch das Fallen des Wassers auf noch geringere Tiefen.

Die Wirkung der zumeist aus südwestlichen Richtungen kommenden Winde prägt sich in der Isobathen-Karte deutlich aus. Die größten Tiefen des Sees liegen am nordöstlichen Brandungsufer. In der südöstlichen Bucht bestand bei der Untersuchung eine deutliche linksdrehende Vertikalwalze. Die Verlandungsufer sind daher, wie bei uns in den meisten Fällen, südwestlich zu finden. Hier in den stärker stagnierenden Buchten entwickelt sich auch die meiste Algenwatte, so z. B. unmittelbar vor dem Gütschow. Aus diesem Bereich wird dem See gegenwärtig das meiste geliefert, was an Detritus phanerogamer Vegetation in der Förnäfja zu finden ist. Die untergetauchte Phanerogamenvegetation spielt, abgesehen von Nymphaeaceen, wegen zunehmender Verflachung keine nennenswerte Rolle mehr.

Noch vor wenigen Jahren war der See reich an Kraut. Er war uferwärts namentlich in seinem Südwestteil mit Unterwasserrasen von *Potamogeton, Myriophyllum* usw. besiedelt, also mit Pflanzen, die bei etwa 1—2 m Wassertiefe und mehr günstige Bedingungen finden. Daher auch die Entstehung von Seekreide (siehe hinten) im südwestlichen Teil des Sees. Dazu gesellten sich *Stratiotes* (Wasserscheere), *Hotonia, Utricularia* usw. Jetzt blickt man fast überall auf die kahle Oberfläche der Förnäfja.

Einen sichtbaren Hinweis auf die starke Durchmischung, die der Schlamm fast überall vor seiner endgültigen Eingliederung in das Schlammprofil erfährt, geben uns auch die vielen schwimmenden Inseln des Schollener Sees (Taf. 32, Fig. 2).

Beiläufig sei erwähnt, daß die Pelose bei einer im Winter vom Eise aus erfolgenden Probeentnahme 2,50—3,00 m unter der Schlammoberfläche ihrer wärmehaltenden Eigenschaft wegen eine Temperatur von + 11° C gehabt haben soll.

3. Chemische und mikroskopische Untersuchung der Pelose

Die Proben zu der von W. Benade durchgeführten chemischen Untersuchung der Pelose wurden im Sommer 1935 bei der Bohrung zwischen Dampel- und Springzug (siehe die beiden Karten) entnommen und zwar wurden an dieser Stelle Proben aus fünf verschiedenen Tiefen geholt:

Tabelle I

	Wassergehalt der Probe
I. Aktuelle Schicht unter 40 cm Wasser	93,41%
II. 1,30—1,50 m	87,45%
III. 1,50—2,00 m	88,61%
IV. 2,00—3,20 m	87,67%
V. 3,20—4,10 m	87,11%

Es wurde gerade bis etwa 4 m gegangen, weil die Meinung bestand, daß der Schlamm erst dort soweit ausgereift sei, daß er den balneologischen und therapeutischen Anforderungen in bester Weise entspräche. Wir werden sehen, daß die chemische Untersuchung auch schon den Schlamm aus geringerer Tiefe als gleichwertig erkennen läßt. Es ist also als eine sehr weitgehende Vorsichtsmaßragel aufzufassen, wenn nur der tiefere Schlamm benutzt wird.

Tabelle II

Allgemeine Zusammensetzung der naturfeuchten Proben (in Prozenten)

Probe Nr.	I	II	III	IV	V
Wassergehalt	93,41	87,45	88,61	87,67	87,11
Asche	3,40	7,14	6,30	6,78	7,14
Kohlendioxyd	0,85	2,20	2,00	1,91	2,22
Organische Substanz (angenähert)	2,34	3,21	3,09	3,64	3,53
berechnet auf absolute Trockensubstanz (in Prozenten)					
Asche	51,62	56,89	55,28	55,01	55,35
Kohlendioxyd	12,94	17,54	17,57	15,52	17,20
Organische Substanz (angenähert)	35,44	25,57	27,15	29,47	27,45

Tabelle III

Differenziertere Zusammensetzung der absolut trockenen Substanz

Probe Nr.	I	II	III	IV	V
1. Asche	35,13	34,54	32,89	35,23	33,43
2. Kohlensaurer Kalk	29,43	39,89	39,96	35,30	39,12
3. wasserl. organische Stoffe	3,04	1,02	1,26	1,42	1,36
4. Rohfett (in Benzin lösl.)	0,92	0,33	0,20	0,39	0,28
5. Alkohollösl. Extraktstoffe	3,38	1,70	2,41	2,31	2,06
6. Eiweißverbindungen, hydrolysierbar	2,73	1,24	1,37	1,50	1,23
7. Sonstige organische Verbindungen (Differenz)	25,37	21,28	21,91	23,85	22,52

Tabelle IV

Ergebnisse der Elementaranalysen. In Prozenten der absolut trockenen Substanz

Probe Nr.	I	II	III	IV	V
Kohlenstoff (organ.)	18,60	13,62	14,55	15,94	14,44
Wasserstoff	2,91	2,13	2,40	2,23	2,21
Stickstoff (gesamt)	2,23	1,47	1,77	1,74	1,53
Organ. Schwefel	1,78	0,76	0,78	0,94	0,99
Kohlenstoffgehalt, berechnet auf organ. Substanz (angenähert)	52,40	53,30	53,50	54,10	52,60

Die Proben aus den Tiefen von 1,30—4,10 m sind somit in ihrer Zusammensetzung einander sehr ähnlich. Im Hinblick auf den Verwendungszweck als Heilschlamm ist diese Tatsache von Bedeutung; denn es ist damit die Gewähr gegeben, daß stets ein Produkt von gleichartiger Zusammensetzung in den Handel kommt. Nach dem nahezu gleichen Gehalt der Trockensubstanz an Asche, kohlensaurem Kalk und vor allem an organischer Substanz bei den Proben II—V, also aus vier verschiedenen Horizonten wird man mit einer gleichartigen Wirkung des Materials rechnen können.

Die organische Substanz der naturfeuchten Proben (Tabelle II) nimmt scheinbar von oben nach unten zu (I: 2,34; II: 3,21; V: 3,52), weil der Wassergehalt von oben nach unten in etwa entsprechender Weise abnimmt, d. h. weil sich das Sediment dem Saprocoll-Zustand nähert. Dabei ist aus der allgemeinen Zusammensetzung der naturfeuchten Proben zu ersehen, daß der Wassergehalt der Proben II—V nur unwesentliche Unterschiede zeigt. Über die wirklichen Verhältnisse bei der organischen Substanz gibt die Berechnung auf Trockensubstanz Auskunft (Tabelle III). Deutlich unterscheidet sich hier die oberste Schicht von den darunterliegenden. Die oberste Schicht ist lockerer gelagert, wie aus dem höheren Wassergehalt hervorgeht (Tabelle I), die feste Substanz enthält mehr organische Stoffe, die noch in der Zersetzung begriffen sind, der Gehalt an Eiweißverbindungen, Rohfett und alkohollöslichen Extraktstoffen (Tabelle III) ist etwa doppelt so hoch wie in den darunterliegenden Schichten.

Man hätte vielleicht erwarten können, daß der Sprung von der aktuellen Schicht zu den darunterliegenden Schichten sich beim Eiweiß deutlicher ausdrücken müßte als bei den ja im allgemeinen stabileren Fettverbindungen. Das Rohfett nimmt jedoch auf etwa ein Drittel ab, während die Eiweißverbindungen nur auf die Hälfte gehen. Für die offensichtlichen Fettverluste müssen also besondere Gründe vorliegen, z. B. physikalische, wie sie weiter unten erwähnt werden. Zudem kann sich durch biologische Prozesse immer wieder neues Eiweiß bilden, jedenfalls ist von einer Anreicherung der Fettsubstanzen (z. B. durch bakterielle Leichenwachsbildung auf Kosten des Eiweißes) im vorliegenden Falle nichts zu bemerken.

Berechnet auf absolute Trockensubstanz nimmt also die organische Substanz von oben nach unten erst plötzlich, dann in geringen Grenzen schwankend langsam ab. Dies ist unter anderem darauf zurückzuführen, daß der sich in der obersten Schicht zunächst lebhafter vollziehende Abbau organischer Substanzen stark eingeschränkt wird, sobald durch weitere Sedimentation die anaeroben bzw. saprobischen Bedingungen deutlicher werden.

Ein Saprolith, der überhaupt dahin kommt, sich in mächtiger Schicht aufzuhäufen, muß ja schließlich stets unter rein anaerobe Bedingungen geraten, unter denen nur noch Reduktion bei bakterieller Umformung ohne weitere Oxydation und koprogene Umformung statthaben kann. Für den Geologen wird zudem meist nur solche Gyttja bemerkenswert sein, die später zu „Sapropel" wird, wenn auch zu einem „Sapropel", das als etwas Besonderes hervorgehoben werden muß, weil es aus einer Gyttja, also aus einem in besonderer Weise umgeformtem Material hervorgegangen ist. In diesem Zusammenhang erscheint der Ausdruck Metasapropel doch nicht ganz ungeeignet.

Wir können also sagen, daß nur der oberste Schlammhorizont der Pelose (vorsichtshalber bis zu etwa 1,50 m Tiefe) nicht genutzt werden sollte, da sich in ihm noch zu lebhaft die biologischen und chemischen Prozesse vollziehen.

Der Gehalt an sonstigen organischen Verbindungen (Nr. 7 der Tab. III) ergibt sich aus der Differenz. Die Verluste gegenüber der obersten Schicht an organischer Substanz durch Zersetzung zeigen sich hauptsächlich bei Nr. 3 bis 6 der Tab. III.

Die Elementaranalysen Tabelle IV ergeben dasselbe Bild, wie es aus der allgemeinen Zusammensetzung erhalten wurde: die oberste Schicht enthält mehr C, H, N, S als die darunter liegenden Schichten, weil eben mehr organische Substanz vorhanden ist. Ein Unterschied ergibt sich jedoch im Kohlenstoffgehalt, berechnet auf die organische Substanz (Nr. 3—7 der Tabelle III): es besteht eine geringe Tendenz zur Kohlenstoffanreicherung in den tieferen Schichten. Mehr kann hierüber nicht gesagt werden, weil die genauere Ermittlung der organischen Masse chemisch nicht möglich ist. Das Verhältnis C:H ändert sich kaum.

Auch Chlorophyll und Carotinoide sind in der obersten Schicht reichlicher vorhanden als darunter. Der kolorimetrische Vergleich gleicher Volumina des Azetonauszuges bezogen auf gleiche Mengen Ausgangsmaterial ergab folgende Zahlen:

Tabelle V

Probe Nr.	I	II	III	IV	V
Farbwert	1,00	0,21	0,42	0,50	0,53

Von der obersten Schicht zu der darunterligenden erfolgt also zunächst ein Sprung auf ein Fünftel des Farbwertes, in dem sich wohl wieder die Tatsache ausdrückt, daß in der obersten Schicht auch so verhältnismäßig stabile Substanzen wie die Farbstoffe, die sich auch noch in sehr alten phytogenen Sedimenten nachweisen lassen (interglaziale Kieselgur von Oberohe [Benade & Potonié, 1933], Braunkohlen, Erdöl usw.), noch einer kräftigeren Zersetzung unterliegen, einer Zersetzung, die dann in den darunterliegenden Schichten durch Abschluß bei der weiteren Sedimentation stark unterbunden wird. Schicht II enthält am wenigsten Farbstoffe, nach der Tiefe zu nimmt die Farbintensität wieder etwas zu und zwar von einem Fünftel bis auf die Hälfte des Farbwertes der obersten Schicht.

Aus Tabelle VI, in der die Schwefelverbindungen zusammengestellt sind, ist zu entnehmen, daß weitaus am meisten Sulfidschwefel in der obersten Schicht, also auch hier in der Schicht, die noch in Zersetzung begriffen ist, vorhanden ist; auch die darunter liegende Schicht enthält noch etwas mehr Sulfide, dann wird der Gehalt konstant. Der Gehalt an Gesamtschwefel geht auf die Hälfte zurück, der organisch gebundene Schwefel dagegen zeigt unterhalb der aktuellen Schicht einen geringen Anstieg.

Tabelle VI
Schwefelverbindungen

Probe Nr.	I	II	III	IV	V
Gesamt-Schwefel, S	2,02	0,90	1,05	1,13	1,17
Sulfid-Schwefel, S.	0,015	0,009	0,003	0,003	0,002
Sulfat-Schwefel, SO_3	0,55	0,33	0,68	0,48	0,45
Organ. Schwefel, S (Differenz)	1,78	0,76	0,78	0,94	0,99

Wir haben der Feststellung der sich auf den Schwefel beziehenden Zahlen auch deshalb besondere Aufmerksamkeit zugewandt, weil ärztlicherseits Wert darauf gelegt wurde.

Ebenso ist es vielleicht von Interesse, daß die Pelose, was nach ihrer Entstehungsweise nicht mehr merkwürdig erscheint, reichlich Hormone enthält. Es sind 400 ME je kg festgestellt worden.

Beigefügt seien noch Tabelle VII und Tabelle VIII.

Tabelle VII
Wasserkapazität

Probe Nr.	I	II	III	IV	V
1 Teil feste Substanz bindet n Teile Wasser	11,40	7,90	9,70	8,40	7,60
Wassergehalt im Zustand der Sättigung in Prozenten	91,94	87,40	90,65	89,36	88,37

Tabelle VIII

Einige Werte berechnet auf 100 Teile organ. Substanz

Probe Nr.	I	II	III	IV	V
Rohfett	2,60	1,29	0,74	1,32	1,02
Eiweiß, leicht hydrolysierbar	7,70	4,85	5,04	5,09	4,48
Stickstoff (gesamt)	6,29	5,75	6,52	7,43	5,57
Organ. Schwefel	5,02	2,97	2,87	3,19	3,61

Einen Versuch, das Ergebnis der chemischen Untersuchung durch mikroskopische Untersuchung zu ergänzen, zeigt Tabelle IX und das danach hergestellte Diagramm Abb. 1. Die Zahlen der Tabelle wurden gelegentlich der Pollenanalyse der Bohrung zwischen Dampel- und Springzug gewonnen und zwar wurden dabei u. a. folgende Dinge mit ausgezählt:

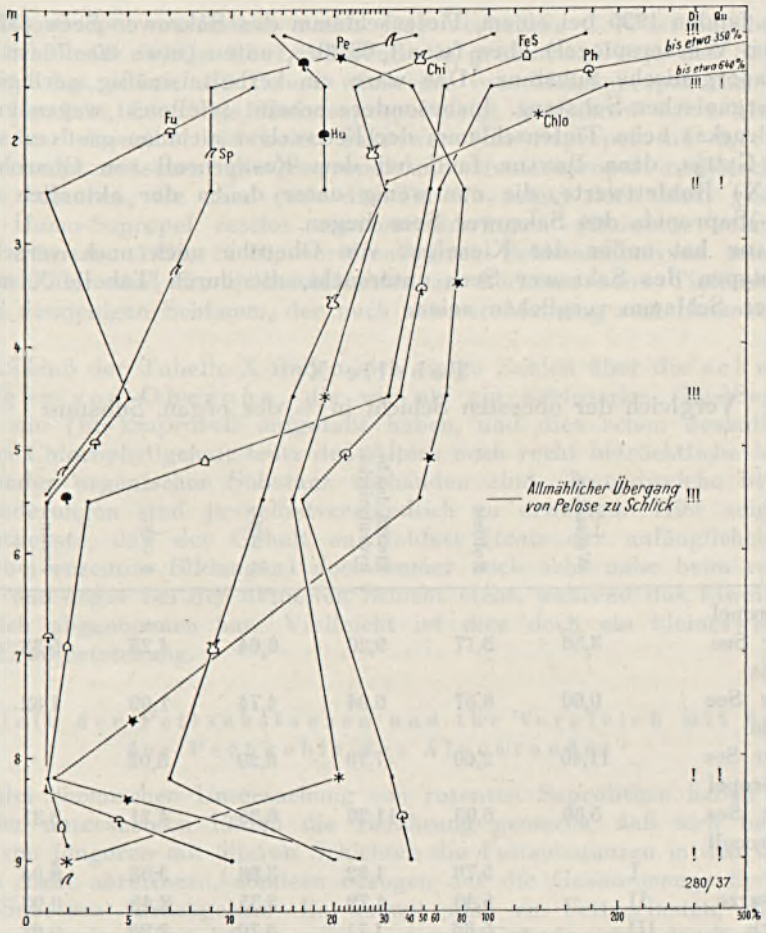
1. Gewebereste phanerogamer Vegetation
2. Chitinteile
3. Chlorophyllhaltige Algen
4. Schwefeleisen-Anhäufungen.

Obgleich es kaum erwartet wurde, zeigt sich doch, daß die Ergebnisse der Auszählung, die sich ja auf die Zahl der Waldbaumpollen (ohne *Corylus*) beziehen, mit der chemischen Untersuchung bis zu einem gewissen Grade parallel verlaufen. Wie bei den chemischen Analysen erkennen wir den deutlichen Zersetzungssprung bzw. die größere Menge noch nicht abgebauter Substanz in den oberen Schichten. Besonders gut zeigt sich die Übereinstimmung mit den chemischen Analysen beim Sulfid-Schwefel und beim Chlorophyll (das übrigens nach unten zu gelblicher wird). Weiter ist erkennbar, wie die Reste pflanzlicher Zellwände der allmählichen Vergärung unterliegen und mehr in Form von Feindetritus auftreten. Einige Abweichungen sind erklärlich und stören nicht das allgemeine Bild.

Tabelle IX

Auf 100 Waldbaumpollen (ohne *Corylus*) kommen:

	Phanerogamen-Gewebe	Davon sind humos	Chitin-Teile	Chlorophyllhalt. Algen	FeS-Gruppen	Pilz-Reste	Diatomeen	Spongien-Nadeln	Sand	Pediastren
Bei 1,00 m	351	14	102	639	174	—	!!!	42	0	15
Bei 1,50 m	103	19	24	188	64	12	!!!	9	!	40
Bei 2,50 m	63	19	30	30	56	1	!!	9	!	80
Bei 4,50 m	36	—	16	19	31	5	!!!	3	0	66
Bei 5,50 m	17	2	13	16	3	1	!!!	1	0	46
Bei 8,20 m	33	—	7	21	1	1	!	—	!	1
Bei 9,00 m	40	!	20	2	2	10	!	2	!	25



Phanerogamen-Reste (Ph)
diese humos (Hu)
Chitinteile (Chi)
Chlorophyllhaltige Algen (Chlo)
FeS
Pilzreste (Fu)
Di Diatomeen
Spongiennadeln (Sp)
Qu Sand
Pediastren (Pe)

Abb. 1

4. Vergleich der Pelose mit der chemischen Untersuchung anderer Schlamme

Aufschlüsse über die besondere Stellung des Schollener Schlammes gibt ein Vergleich seiner Analysen mit denen anderer Bildungen.

Die Umformung des eigentlichen Sapropels (= Eusapropels) in vertikaler Richtung ist bisher noch nicht hinreichend geprüft worden. Immerhin scheint sich zu zeigen, daß sich im Hinblick auf das Verhältnis der gesamten organischen Substanz zur gesamten Trockensubstanz der Zersetzungssprung beim (Eu-)Sapropel viel weniger bemerkbar macht als bei der Gyttja. Potonié &

Reunert fanden 1935 bei einem Tiefenschlamm des Sakrower Sees (37—38 m unter dem Wasserspiegel) oben (u. a.) 63,30%, unten (etwa 60—70 cm tiefer) 64,69% anorganische Substanz. Das wäre ein verhältnismäßig geringer Verlust an organischer Substanz. Insbesondere scheint (vielleicht wegen größeren Wasserdrucks) beim Tiefenschlamm der Fettverlust nicht so groß zu sein wie bei der Gyttja, denn Benade fand bei dem Eusaprocoll von Oberohe (vgl. Tabelle X) Rohfettwerte, die nur wenig unter denen der aktuellen Schicht des (Eu-)Sapropels des Sakrower Sees liegen.

Benade hat außer der Kieselgur von Oberohe auch noch verschiedene Schlammtypen des Sakrower Sees untersucht, die durch Tabelle X mit dem Schollener Schlamm verglichen seien.

Tabelle X

Vergleich der obersten Schicht in % der organ. Substanz

		Wasserkap.	Rohfett	Eiweiß, leicht hydrolysierbar	N org.	S org.	Pectin	Zellulose
Humosapropel Sakrower See Gyttja		3,56	3,17	9,20	6,64	4,25	5,33	8,73
Sakrower See Gyttja		0,60	6,57	6,94	4,74	1,09	1,82	1,46
Schollener See (Eu-)Sapropel		11,40	2,60	7,70	6,29	5,02		
Sakrower See (Eu-)Saprocoll		5,80	6,93	11,20	6,35	4,31	3,31	3,99
Oberohe	I		5,76	1,82	3,26	3,03	0,04	0,02
(= Schwarze	II		5,48	1,79	3,35	2,45	0,03	0,03
Kieselgur)	III		5,86	1,71	3,70	2,93	0,02	Spur

Der Rohfettgehalt der obersten Schicht der Gyttja von Schollene ist mit 2,60 geringer als der Rohfettgehalt des Humosapropels des Sakrower Sees (3,17).

Noch größer ist der Rohfettgehalt beim (Eu-)Sapropel des Sakrower Sees (6,93). Aber auch die Gyttja hat dort mit 6,57 viel mehr Rohfett. Wir möchten dies darauf zurückführen, daß — wie uns die mikroskopische Analyse gezeigt hat — als Ausgangsstoffe der Pelose viele Reste phanerogamer Vegetation und relativ weniger Plankton in Frage kommen. Auch beim Sakrower See enthält ja das mehr phanerogamer Vegetation entspringende Humosapropel weniger Rohfett (3,17) als das Metasapropel (6,57). Weiter zeigt die Schollener Gyttja 7,70 leichter hydrolysierbares Eiweiß, die Sakrower Gyttja 6,94, das Sakrower Humosapropel 9,20 und das Sakrower (Eu-)Sapropel 11,20, womit die oberste Schicht der Schollener (Pelose-)Gyttja tatsächlich der entsprechenden Schicht der Gyttja des Sakrower Sees am nächsten kommt. Aber wir sehen auch hier eine Tendenz zum Humosapropel. Dieselbe Tendenz verrät sich beim N-Gehalt der Schollener Gyttja, der mit 6,29 neben 6,64

beim Humosapropel von Sakrow steht. Das Verhältnis C:N ist bei der hellbraunen Schollener Gyttja 8,3:1, während die grünliche Gyttja des Sakrower Sees 11,5:1 hat, womit die Pelose wiederum vom Metasapropel zum Humosapropel hinrückt, denn das Humosapropel zeigt in Sakrow 8,5:1. Dies ist übrigens fast dasselbe wie beim Sakrower (Eu-)Sapropel mit 8,7:1, wie denn überhaupt zwischen (Eu-)Sapropel und Humosapropel analytische Beziehungen bestehen, die aber (wie die Tabelle zeigt) doch nicht gestatten, Eu- und Humo-Sapropel restlos zusammenzubringen. (Dasselbe kommt bei den von Bärtling 1922, S. 58, veröffentlichten Schlammanalysen zum Ausdruck, auch hier sind die Stickstoffzahlen am höchsten beim Tiefenschlamm sowie bei demjenigen Schlamm, der nach unserer Meinung zum Humosapropel neigt.)

Am Schluß der Tabelle X finden sich einige Zahlen über die schwarze Kieselgur von Oberohe, die wir als ein subfossiles (Eu-)Sapropel, d. h. als ein (Eu-)Saprocoll aufgefaßt haben, und dies schon deshalb, weil bei hohem Chlorophyllgehalt trotz des Alters noch recht beträchtliche Mengen bezeichnender organischer Substanz vorhanden sind. Irgendwelche beträchtlichen Änderungen sind ja selbstverständlich zu erwarten. Hier zeigt sich aufs deutlichste, daß der Gehalt an Rohfett (trotz der anfänglichen Fettverluste bei rezenten Bildungen) doch immer noch sehr nahe beim rezenten Sapropel und sogar bei der aktuellen Schicht steht, während das Eiweiß jetzt beträchtlich abgenommen hat. Vielleicht ist dies doch ein kleiner Hinweis auf die Erdölentstehung.

5. Verbleib der Fettsubstanzen und ihr Vergleich mit dem Öl der Pechkohle des Alpenrandes

Bei der chemischen Untersuchung von rezenten Saprolithen haben wir in den bisher untersuchten Fällen die Erfahrung gemacht, daß sich bei Vergleichen von jüngeren mit älteren Schichten die Fettsubstanzen in den tieferen Schichten nicht anreichern, sondern bezogen auf die Gesamtmenge der organischen Substanz zurückgehen. Es kommt also zu Fettverlusten, die verschiedene Gründe haben können. Einer dieser Gründe wird durch folgende Beobachtungen beleuchtet.

Vorher sei auf eine Erscheinung hingewiesen, die wiederholt dazu veranlaßt hat, vergeblich nach Erdöl zu suchen. So schreibt z. B. F. Klockmann in den geologischen Erläuterungen zu Blatt Schollene 1888, S. 13: „Schillernde Häutchen von Eisenoxydhydrat, die auf den Wassergräben im Torfmoor östlich des Dorfes beobachtet wurden, hatten hier wie so oft den Gedanken an Petroleum erweckt.“ In solchen Fällen handelt es sich zumeist um Häutchen von Eisenhumaten.

Ist eine Gyttja reich besiedelt mit Zuckmückenlarven usw., so kommen bei Aufwühlen des Schlammes öfter deren Exuvien in größerer Menge an die Wasseroberfläche und erwecken ebenfalls den Eindruck schillernder Fetthäutchen.

Nicht hiermit zu verwechseln sind schillernde Häutchen, die auf der Oberfläche besonders stark stagnierender flacher Wasserstellen beobachtet worden sind und zwar bisher namentlich da, wo außer den im Wasser selbst entstandenen organischen Substanzen, die vom Plankton usw. herrühren, auch noch vom Ufer her größere Mengen phanerogamen Pflanzenmaterials nament-

lich in Gestalt von abfallendem Laub in das Wasser gelangen und den Schlamm bilden. Es würde sich also um Schlamme handeln, wie sie z. B. Lauterborn als „sapropelische" Bildungen beschrieben hat und wie sie später von R. Potonié zum Unterschied von dem Faulschlamm tieferer Wasserstellen, den „Tiefenschlammen" (oder Eusapropelen), als Humosapropele bezeichnet worden sind. Warum Humosapropele gesagt wird, trotzdem keine oder nur wenig Huminsäuren in den Humosapropelen vorhanden sind, ist bereits erklärt worden.

Unsere Aufmerksamkeit gilt also schillernden Häutchen, die gelegentlich auf der Oberfläche solcher Wasserflächen entstehen. Krusch (1929) schreibt: „Das interessanteste Beispiel natürlicher Ölbildung wurde aber in Rüdersdorf bei Berlin in einem stehenden Kanalstück von Direktor P. Kier gefunden. Sticht man mit dem Stock in den Kanalboden, so steigen brennbare Blasen auf, und ein Ölhäutchen bildet sich an der Oberfläche. Ich ließ durch R. Potonié den Bodenabsatz des Wassers untersuchen; er wies nach, daß er aus Faulschlamm besteht, und daß dieser Faulschlamm Öl absondert." Dem Bericht, den Krusch seinerzeit von R. Potonié erhalten hat, sei noch folgendes entnommen. Es handelt sich in Rüdersdorf um ein schmales, den Garten des Bergwerkdirektors durchschneidendes Kanalstück, in dem außer den Resten des Planktons usw. auch noch besonders viel Reste phanerogamer Vegetation sedimentiert worden sind, so insbesondere das Laub der umstehenden Bäume. Das Wasser war in dem Sommer der Untersuchung sehr flach (etwa 30 cm). Die oberste „Schlammschicht" bestand wesentlich aus den noch deutlich als solche erkennbaren Blättern von Erlen, Birken, Pappeln usw. Beim Einstecken eines Stabes in den Schlamm stiegen reichlich große Gasblasen auf und nach ihrem Verschwinden verblieben an der Oberfläche des Wassers schillernde Häutchen. Im allgemeinen war beobachtbar, daß die Fetthäutchen genau an der Stelle auftraten, wo eine Gasblase an der Oberfläche des Wassers zerplatzt war. Es war, als ob die Blasen von einer Fetthaut umspannt gewesen seien. Die entstehenden Häutchen machten nicht den Eindruck von gewöhnlichen Ölhäuten, es waren vielmehr Gebilde, die im Aussehen zu den Schollen aus Kalkseife neigten, die nach Benutzung von kalkhaltigem Waschwasser auf diesem schwimmen. Die irisierenden Häutchen zerfielen nämlich bei Berührung mit einem dünnen Stäbchen in verschiedene Schollen, blieben also bei der Berührung nicht unbedingt als einheitliche dünne Haut zurück, wie dies beim Öl der Fall ist, und irisierten auch weniger farbenprächtig. (Die Eisenhumat-Häutchen irisieren besser, zerfallen aber bei Berührung noch deutlicher.) R. Potonié sammelte von den Rüdersdorfer Häutchen mit Hilfe weitlumiger Glasröhrchen soviel wie möglich auf und übergab diese Proben auf Wasser schwimmend dem Chemiker Stockfisch zur weiteren Untersuchung. Stockfisch berichtete hierüber wie folgt: Das Wasser mit den darauf schwimmenden Häutchen wurde mit Äther ausgeschüttelt, der Ätherauszug abdestilliert und das Destillationsprodukt zur Verdunstung gebracht. Es verblieb ein fettiger Rückstand. Hierfür spricht schon die Ätherextraktion, weiter ein mikroskopischer Vergleich mit ähnlichen Substanzen. Es könnte sich um Fettsäuren handeln. Stockfisch weist schließlich darauf hin, daß das Sumpfgas CH_4 dazu geeignet sei, sich mit weiteren Kohlenwasserstoffen (zunächst z. B. Pentan) zu beladen und erinnert an die sogenannten feuchten Gase der Sonden als ähnliche Erscheinung.

Weiter sei ein Protokoll mitgeteilt, dem eine gemeinsam mit Zetzsche am Sakrower See bei Potsdam gemachte Beobachtung zugrunde liegt:

Protokoll über eine Beobachtung am Sakrower See vom 2. August 1935

Die Unterzeichneten besuchten am 2. August 1935 den Sakrower See bei Potsdam. Himmel $^2/_4$ bedeckt. Lufttemperatur 23°. Beobachtungszeit etwa mittags 12 Uhr. Windstill. Entfernung vom Ufer etwa 8 m (1—1½ m außerhalb der Landungsbrücke der staatl. Lehrwirtschaft Jägerhof). Wassertiefe etwa 3 m. Wassertemperatur in dieser Tiefe etwa 20° C. Starker Rasen von *Myriophyllum*. Schlammart: Humo- bis Metasapropel, d. h. Sapropel im Sinne von Lauterborn (nicht Eusapropel) bis Gyttja. Mächtigkeit etwa 30 cm.

Es bildeten sich auf der völlig unbewegten Oberfläche des Wassers, die auch durch keine Insekten usw. gestört war, Ölhäutchen von bis etwa 1 cm Durchmesser, die bei ihrem Auftreten eine kleine sich konzentrisch ausbreitende Wellenbewegung erzeugten und zunächst schön irisierten, sich aber sehr rasch ausbreiteten und in einzelne winzige Teilchen auf der Wasseroberfläche zersprühten. Dauer der Erscheinung etwa eine Stunde. Ob die Erscheinung durch das Emporkommen von reinen Öltröpfchen oder aber durch das Auftauchen von mit einer Ölhaut überspannten Gasbläschen zustande kommt, konnte infolge der Kleinheit der Objekte nicht festgestellt werden. Im gleichen Bereich stiegen außerdem seltener einige Gasblasen empor, die nicht die eben beschriebenen Erscheinungen auslösten. In einem Falle wurde jedoch beobachtet, daß nach dem Auftreten einer größeren Gasblase an der Oberfläche des Wassers eine zackige „Fettseifenscholle" erschien, wie das schon von Kier, Krusch (1929) und R. Potonié (1932) beobachtet worden ist.

Olivenöl, das nachher etwa an derselben Stelle auf das Wasser gebracht wurde, bildete die bekannte Ölhaut, die sich ebenfalls sehr rasch in Cumuluswolken-ähnliche Gebilde zerteilte, die dann bald noch weiter in winzige Teilchen zerfielen. Der Zerfall erfolgte wohl infolge der auf dem Wasser befindlichen Kahmhaut.

gez. Fritz Zetzsche,
R. Potonié.

Da man dieser Art von teils wohl aus Ölen, teils aus Fettsäuren bestehenden Häutchen bisher kaum Beachtung geschenkt hat, trotzdem sie ein bedeutsames Streiflicht auf die Erdölentstehung werfen, wurden hier einige diesbezügliche Beobachtungen vorgebracht. Aus diesen Beobachtungen wäre etwa folgendes zu schließen: Die Faulschlamme, insbesondere aber die Humosapropele, besitzen zum mindesten nicht immer die Eigenschaft, die für die Erdölentstehung notwendigen Ursubstanzen (Protobitumina) hinreichend festzuhalten. Sie geben wegen zu geringen Drucks im flachen Wasser (oder dgl. ??) die Protobitumina großenteils auf physikalischem Wege ab. Hierfür können vielleicht die Analysen angeführt werden, durch die besonders W. Benade den Faulschlamm der obersten Schicht mit den darunter liegenden Schichten verglichen hat.

Aus einer Reihe von Erwägungen heraus kann man annehmen, daß das Erdöl vielleicht doch nicht auf dem Wege über Wachse (Anabitumen) und

harzartige Substanzen (Polybitumen), wie solche in den „Ölschiefern" vorhanden sind, entstanden ist, sondern daß es sich auf einem kürzeren Wege und schon recht bald aus den Protobitumina gebildet hat. Wenn dieser Gedanke richtig ist, dann könnte schon in den älteren Schichten des rezenten Sapropels eine langsame Anreicherung erdölähnlicher Substanz oder doch solcher Substanzen nachweisbar sein, die zum Erdöl führen. Dieser Frage haben Arbeiten von R. Potonié, Benade und Reunert gedient. Das Resultat dieser Arbeiten ist im Hinblick auf die Fragestellung ziemlich unbefriedigend geblieben. Jetzt zeigt sich aber durch Beobachtungen wie die oben erwähnten, daß es neben den chemischen auch sehr triftige physikalische Ursachen gibt, durch die das Sediment Öle und Fette verlieren kann. Wie nämlich die Beobachtungen von Kier, Krusch, R. Potonié und Zetzsche gezeigt haben, können den Sapropelen Fette und Öle durch Aufsteigen im Wasser verloren gehen.

Hiermit wird folgende Frage zu einem wichtigen Angelpunkt der Erdölentstehung: Wie können den Sapropelen schon im jungen Sediment die Öle und Fette physikalisch erhalten bleiben? Und weiter, wo sind die rezenten Faulschlammarten, die zum Studium der ersten Schritte der Erdölentstehung besser geeignet sind, als die bisher zumeist studierten, sich kurz vor oder doch im Bereich der Torfbildung absetzenden Faulschlammarten? Wir kennen die Regel: größere Erdöl- und Kohlevorkommen schließen stratigraphisch einander aus. Dies würde zu unseren Beobachtungen passen. Jedenfalls finden wir flüssiges Bitumen in Verbindung mit Kohlen nur spurenweise. So sei auf die Verhältnisse bei der Molassekohle am Alpenrand hingewiesen. Frühere Mitteilungen seien durch folgende ergänzt:

R. Potonié hat die Nonnenwaldmulde 1931 befahren und seinerzeit u. a. wie folgt der Geologischen Landesanstalt darüber berichtet:

„Nonnenwaldmulde Südflügel"

Flöz 18 b, 200 m westlich Hauptschacht, 4. Sohle West.

!!. 7. Stinkstein
6. 6 cm Vitrit
5. 1 cm mergel- bis muschelstreifige Kohle
4. 12 cm dünnschiefriger Vitrit bis Clarit
3. etwa 8 cm Mergel mit Cyrenen ?
2. 25 cm dünnschiefrige vitritische Kohle
1. Liegendes, Mergel.

Flöz Schöller 23 b, Südflügel, 3. Sohle West, 300 m westlich vom Hauptschacht, Abbau 9 Ost

14. Cyrenenmergel
13. Fusithaltige Cyrenenbank 2 cm
12a. Wenig Muscheln enthaltender Vitrit oder statt dessen
12b. Lignitischer Vitrit 2 cm
11. Dickbankiger Vitrit etwa 15 cm
10. Vitritstreifige Letten 5 cm
9. Feinstreifige vitritische bis claritische Kohle 10 cm

8. Fein vitritstreifiger dunkler Mergel 4 cm
7. Clarit bis Vitrit 1 cm
!!. 6. Wenig vitritstreifiger Stinkstein 15 cm
5. Clarit bis Vitrit 10 cm
4. Wesentlich dickbankiger Vitrit 20 cm
!!. 3. Stark vitritstreifiger Stinkschiefer 10 cm
2. Vitrit 5 cm
1. Mergel schwach sandig, 9 cm, als Liegendes.

Die petrographische Aufnahme der Flöze der Grube Hausham zeigte ebenfalls das Auftreten von kalkhaltigem Stinkstein oft mitten im Flöz und zum Teil bald auskeilend, also eines Gesteins, das beim Anschlagen stark erdölähnlich roch. Mit diesem Stinkstein hat der Verfasser die bei diesen Kohlenflözen immer wieder auftretenden kleinen Vorkommen flüssigen Bitumens in Verbindung gebracht und zwar aus folgendem Grunde. Die Untersuchung der Faulschlamme unserer Seen hat ergeben, daß zweimal in der Sedimentationsserie eutropher Seen die Bedingungen zur Erhaltung der für die Erdölbildung notwendigen Labilprotobitumina gegeben sind. 1. Fern vom Ufer in größerer Tiefe (dieser Fall fällt hier aus); 2. unmittelbar vor Beginn der Humolithbildung, gern nach Bildung von Seekreide. In diesem Bereich aber immer nur ganz lokal und zeitlich sehr begrenzt. Dieselbe Sedimentationsfolge (oder besser eine ähnliche) dürfte in der Nonnenwaldmulde gegeben sein. Auch hier handelt es sich vielleicht um Reste eines auf dem besprochenen physikalischen Wege nicht verlorengegangenen „flüssigen" Bitumens.

Stockfisch hat das flüssige Bitumen der Molassekohle chemisch untersucht. Das für die Untersuchung verwandte Stück Pechkohle von etwa 3,5 kg Gewicht stammt aus dem Nordflügel der Nonnenwaldmulde vom Flöz 23 (Penzberg).

Die Schlechten der Kohle sind mit einem Ölfilm (1) überzogen, dessen Geruch an Braunkohlen-Schwelprodukte erinnert. Außerdem sind in der Kohle graubraune kalkige Einsprengungen (2) vorhanden.

Zu (1): Die Menge dieses Öles ist sehr gering. Nach dem Abreiben der Flächen mit benzolgetränkter Watte konnte aus dieser nur 0,13 g gewonnen werden. Die Lösung im Benzol ist dunkelbraun und zeigt geringe Fluoreszenz.

Im U. V.-Licht zeigt das Bitumen die für Erdöl charakteristische braune Färbung. Die Substanz ist äußerst zähflüssig und nach Art des Vorkommens kann man auf eine weitgehende Oxydation (Verharzung, Asphaltierung) schließen.

Zu (2): Die kalkhaltigen Einsprengungen wurden herausgeklaubt und fein gepulvert. In Salzsäure ist der Körper unter Kohlendioxyd-Entwicklung bis auf einen geringen Rückstand löslich. Dieser besteht vorwiegend aus Kalkspat, neben durch Eisen braun gefärbtem Quarz und Tonteilchen und enthält außerdem etwas organische Substanz. Erhitzt man auf dem Platinblech, so sieht man letztere in einzelnen Teilchen verglimmen. Diese bestehen aus Kohle, die durch das Herausklauben beigemischt worden sind. Durch Schlämmen mit Chloroform lassen sich diese Kohleteilchen entfernen. Der Gehalt an Kalkspat beträgt 83,2%.

Wird die Masse nach Graefe mit Benzolalkohol extrahiert, so werden 2,6% Bitumen erhalten. Dieses zeigt dieselben Eigenschaften, wie sie bei dem Öl unter 1) angegeben.

6. Leichenwachs

H. Potonié wies (1908, S. 10—11) darauf hin, daß sich in den rezenten Saprolithen durch Leichenwachsbildung die „Fett-Substanzen" vermehren können. Es würde sich somit ein weiterer Anhalt dafür ergeben, die Eiweißkörper, aus denen sich unter Umständen das Leichenwachs bildet, mit zu den Protobitumina zu rechnen. H. Potonié erwähnt hierzu unter anderem Mitteilungen von K. B. Lehmann. Wasmund hat dann 1935 in seiner Arbeit „Die Bildung von anabituminösem Leichenwachs unter Wasser" ein reiches Tatsachenmaterial zusammengetragen.

Wie anderswo so sind auch im Schollener See in Leichenwachs verwandelte Aale gefunden worden. Der Pächter des Sees, Joh. Seeloff, schreibt mir hierzu:

„Das große Aalsterben war im Frühjahr 1929. Da zu dieser Zeit sehr niedriges Wasser war, und wir sehr dickes Eis hatten, so daß auf einer großen Fläche auf dem See sogar noch die oberste Schlammschicht zu Eis gefroren war, konnte es gar nicht anders kommen. Es war eben kein Wasser mehr unter dem Eise, nur Dampelzug, tiefe Kuhle und Petruszug hatten noch Wasser (siehe Karte, östlichen tieferen Teil des Sees. R. P.), sonst war überall . . . Eis bis in den Schlamm . . . Nun war eben der Raum für so viele Lebewesen zu klein. Trotz dauernden Aufhaltens der Luftlöcher ist das Wasser doch schlecht geworden. Es war vollkommen grün und roch . . . mehr wie Jauche. Außerdem war auf dem Eise noch eine dicke Schneedecke. Dann kam noch die lange Dauer der Eisdecke hinzu, von Anfang Dezember bis Ausgang März. Die Aale hatten sich größtenteils vor die Mündung des Seestrangs geflüchtet, weil der Seestrang und die Mündung im See vollkommen eisfrei waren. Aber trotzdem sind die hier noch lebenden Aale im offenen Wasser auch noch eingegangen, weil sie in dem stinkenden Wasser nicht leben konnten." . . . . „Die toten Aale fanden wir hauptsächlich an der Ostseite des Sees; jedenfalls sind sie bei Weststurm hierheran geworfen worden. Die unverwesten vollkommen verkalkten Aale fanden wir noch zwei Jahre nach dem Sterben in der obersten Schlammschicht; besonders auf den Stellen wo Inseln abgetrieben sind, da konnte man die weißen Kalkwürste deutlich liegen sehen."

Bei gelegentlichen mündlichen Erörterungen über die Bedeutung der Leichenwachsbildung für die Erdölentstehung wurde darauf hingewiesen, daß zunächst klar festgestellt werden müßte, ob sich die Leichenwachsbildung auch an kleinsten Proteïn- usw. -körpern vollzieht, wie sie zumeist fein verteilt in den Saprolithen vorkommen. Daß sich größere ± zufällig in den Schlamm geratene Fett- und Fleischmassen in Leichenwachs verwandeln, wurde für die Besprechung erdölgenetischer Fragen als nicht unbedingt stichhaltig betrachtet, weil sich größere Massen ein und derselben Substanz, wie auch von der Kohlebildung her bekannt ist, im Verlauf der Gesteinsbildung ganz anders verhalten, als kleine, mit anderen Substanzen in engster Berührung befindliche Partikelchen. Gerade aber um solche fein verteilten Substanzen handelt es sich bei der Umwandlung der Saprolithe.

7. Weitere Unterwasserböden des Schollener Sees

In Ergänzung dessen, was bereits gesagt wurde, sei hier zusammengestellt, was außer der (Pelose-)Gyttja an Unterwasserböden im Schollener See vorkommt. Zum Teil zeigt dies die geologische Karte Taf. 34.

Die aktuelle Schicht der mittleren Teile des Sees tendiert mehr zur Aefja, d. h. ist mehr planktogen, zum westlichen Ufer hin geht diese Bildung in Förna über, d. h. sie wird mehr von den Resten der phanerogamen Vegetation beschickt. Da der Entscheid, wann die Bildung besser hierhin oder dorthin zu stellen ist, oft schwer getroffen werden kann, wurde bisher öfter von Förnäfja gesprochen. Je mehr wir es im westlichen Bereich des Sees mit seiner vielfältigen phanerogamen Vegetation (vgl. Vegetationskarte Taf. 35) mit ausgesprochener Förna zu tun haben, desto mehr ist der aus dieser entstehende Schlamm als Humosapropel zu bezeichnen, wie dies auch in unserem Profil (Abb. 2) zum Ausdruck kommt.

Unter dem oft sehr geringmächtigen Humosapropel lagert an einigen Stellen nahe dem Südwestufer ein Kalkfaulschlamm (Kalziosapropel), der z. T. in reine weiße Seekreide (Kalziokoll) übergeht. Diese beiden Kalziolithe riechen zeitweilig stark nach Schwefelwasserstoff. Nur an wenigen randlichen Stellen des Sees nimmt der Schlamm der obersten Schichten des Sediments eine andersartige, nämlich dunkler braune Farbe an und dies infolge stärkerer Beimengungen von losgespültem fertigen Sumpfflachmoortorf des Ufers. In ± abgeschlossenen Seeteilen ist hier das Wasser manchmal von gelösten Huminsäuren schwach bräunlich. Es handelt sich um Schwemmtorf, der aber meist nur in ganz dünner Schicht auftritt und unter dem sofort wieder die gelblichbraune Pelose oder aber Kalkfaulschlamm und Seekreide erscheinen.

In vertikaler Richtung geht die im größten Teil des offenen Wassers meist mehr als 6 m mächtige (Pelose-)Gyttja zunächst in Gyttjaton, dann in Havelschlick über. An den Stellen größerer Schlammächtigkeit in den mittleren Teilen des Sees (siehe Taf. 34 und Abb. 2) ist vorher dunkelgraugrüner echter Faulschlamm eingeschaltet.

Als Schlick wird hier ein Sediment bezeichnet, das durch geringe Mengen kolloidaler voluminöser organischer Substanz nicht die Eigenschaften des Tons, sondern jene Schlüpferigkeit zeigt, die für den Schlick eigentümlich ist. Nach Benade z. B. haben die Schlicke trotz geringster Mengen organischer Substanz im bergfeuchten Zustand ein bedeutend größeres Volumen als entsprechende Tone. Der Havelschlick ist hier immerhin öfter auch „in frischem und feuchtem Zustande ein zähes, beim Trocknen stark erhärtendes, oft in scharfkantige Stückchen zerbröckelndes toniges Gebilde“ (G. Berendt in Klockmann's Erläuterungen von 1888). Von dem Schlick als Heilmittel wäre etwa dasselbe zu sagen wie von der Seekreide. Der thermische Wert ist geringer. Nach Klockmann (1888, S. 16) variiert die Mächtigkeit des Schlicks von 0,5 bis 2,5 m. Nach unseren Ermittlungen muß der Havelschlick stellenweise mächtiger sein. Unter dem Schlick steht wohl meist diluvialer Sand an.

8. Pollenanalyse

Über den Zeitabschnitt, während dessen die Pelose zum Absatz kam, gibt das Pollendiagramm (Abb. 3) einen ungefähren Anhalt.

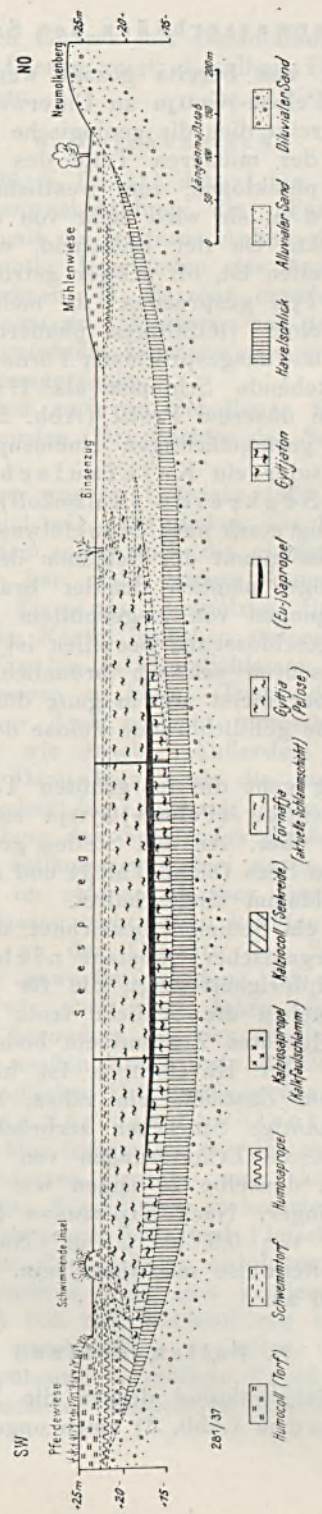

NO
SW
Neumolkenberg
Mühlenwiese
Binsenzug
Seespiegel
Schwimmende Insel
Pferdewiese
Längenmaßstab
Humocoll (Torf)
Schwemmtorf
Humosapropel
Kalziosapropel (Kalkfaulschlamm)
Kalziocoll (Seekreide)
Fornafja (aktuelle Schlammschicht)
Gyttja (Pelose)
(Eu-)Sapropel
Gyttjaton
Havelschlick
Alluvialer Sand
Diluvialer Sand
281/37

Abb. 2

Heck schreibt dazu:

„Das Profil ist alluvial, und zwar deutet der unterste Teil zum Praeboreal hin, während 8,20—1,50 m bestimmt Boreal sind. Die Spuren von *Fagus* und *Picea* sprechen in unseren Breiten nicht dagegen.

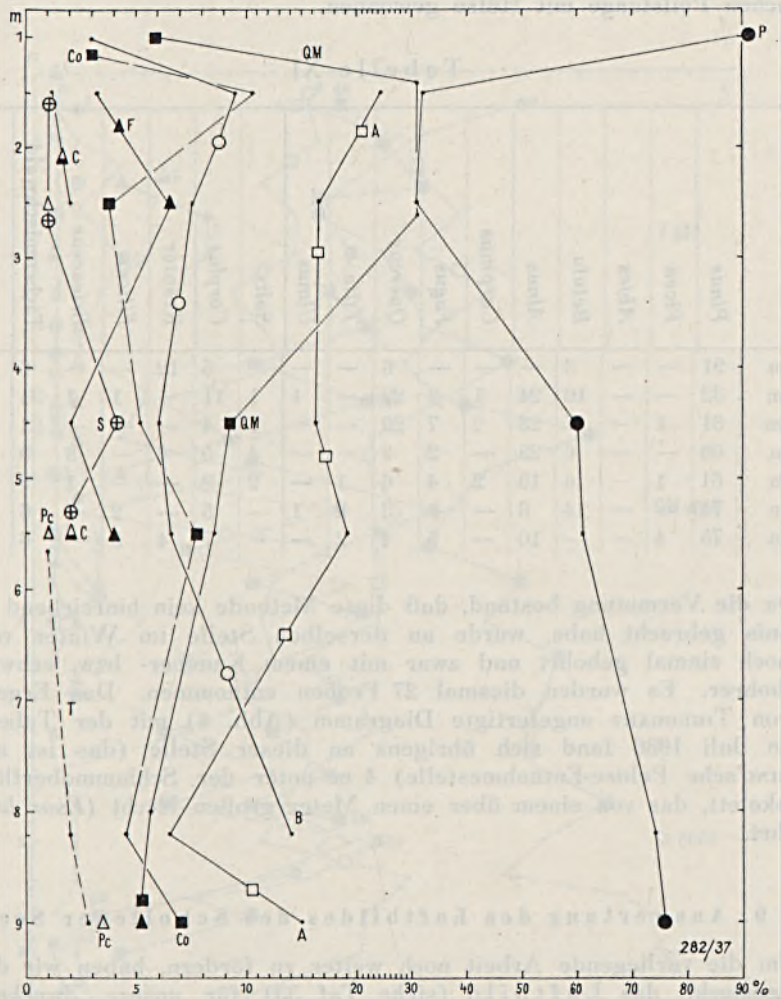


Abb. 3

Zum Vergleich Diagramme in

W. Selle, Das Werden des Eddesser Moores. — 23. Jber. Ver. Naturw. Braunschweig, 1935.

v. Bülow, Präborealer Fichtenvorstoß in der Mark Brandenburg? — Jahrb. preuß. geol. Landesanst., **52**, 1931.

E. Schubert, Mitt. Prov. Stelle Naturdenkmalpflege, H. 4, Hannover 1933 (148 S.)."

Diese Mitteilung Heck's bezieht sich auf das Pollendiagramm (Abb. 3), zu dem die Tabelle XI gehört und das an Hand von nur sieben Proben, die von der auch von Benade untersuchten Stelle zwischen Dampel- und Springzug stammen, durchgeführt wurde; die Proben wurden mit Hilfe einer gewöhnlichen Peilstange mit Hülse gewonnen.

Tabelle XI

	Pinus	*Picea*	*Abies*	*Betula*	*Alnus*	*Carpinus*	*Fagus*	*Quercus*	*Tilia*	*Ulmus*	*Salix*	*Corylus*	Kräuter	*Filices*	*Ericaceae*	Eichenmischwald	Absol. Zahl der Waldbaum-Pollen auss. *Salix* u. *Coryl.*
1,00 m	91	—	—	3	—	—	—	6	—	—	—	3	12	—	—	6	34
1,50 m	32	—	—	10	24	1	3	29	—	1	1	11	—	1	1	31	94
2,50 m	31	1	—	7	23	2	7	29	—	—	1	4	—	—	—	31	107
4,50 m	60	—	—	6	23	—	2	9	—	—	4	5	6	—	3	9	98
5,50 m	61	1	—	6	19	2	4	6	1	—	2	8	—	—	1	9	105
8,20 m	74	—	—	14	6	—	—	3	2	1	—	5	—	2	—	6	108
9,00 m	75	4	—	—	10	—	5	4	2	—	—	7	4	5	—	6	57

Da die Vermutung bestand, daß diese Methode kein hinreichend genaues Ergebnis gebracht habe, wurde an derselben Stelle im Winter vom Eise aus noch einmal gebohrt und zwar mit einem Kammer- bzw. schwedischen Moorbohrer. Es wurden diesmal 27 Proben entnommen. Das Ergebnis ist das von Thiergart angefertigte Diagramm (Abb. 4) mit der Tabelle XII.

Im Juli 1936 fand sich übrigens an dieser Stelle (das ist auch die Schering'sche Pelose-Entnahmestelle) 4 m unter der Schlammoberfläche ein Fischskelett, das von einem über einen Meter großen Hecht (*Esox lucius* L.) herrührt.

9. Auswertung des Luftbildes des Schollener Sees

Um die vorliegende Arbeit noch weiter zu fördern, haben wir den Versuch gemacht, das Luftbild (siehe Taf. 33) für unsere Zwecke auszuwerten. Der Schollener See wurde mit seiner näheren Umgebung im Mai 1936 im Maßstab 1:5000 auf unsere Veranlassung und durch Vermittlung des Reichsluftfahrtministeriums von der Hansa Luftbild G. m. b. H. aufgenommen; das Bild wurde vom R. L. M. freigegeben. Dammer, der in der Angelegenheit befragt wurde, schreibt dazu: „Es hat sich schon häufig gezeigt, daß ein Luftbild die morphologischen Zusammenhänge eines Gebietes weit klarer erkennen läßt, als dies aus einer topographischen Karte hervorgeht, und daß sich mit Hilfe eines Luftbildes deshalb auch geologische Schlüsse werden

ableiten lassen. Namentlich ist dies auch bei Seen zu erwarten, wenn das Wasser einigermaßen durchsichtig ist, und die Aufnahme nicht aus zu großer Höhe gemacht wird. Es ist bei uns schon vor Jahren angeregt worden, Versuche zu machen. . . . Hier bietet sich uns einmal die Gelegenheit, einen solchen Versuch mit einer gewissen Aussicht auf Erfolg zu machen, und deshalb befürworte ich ihn."

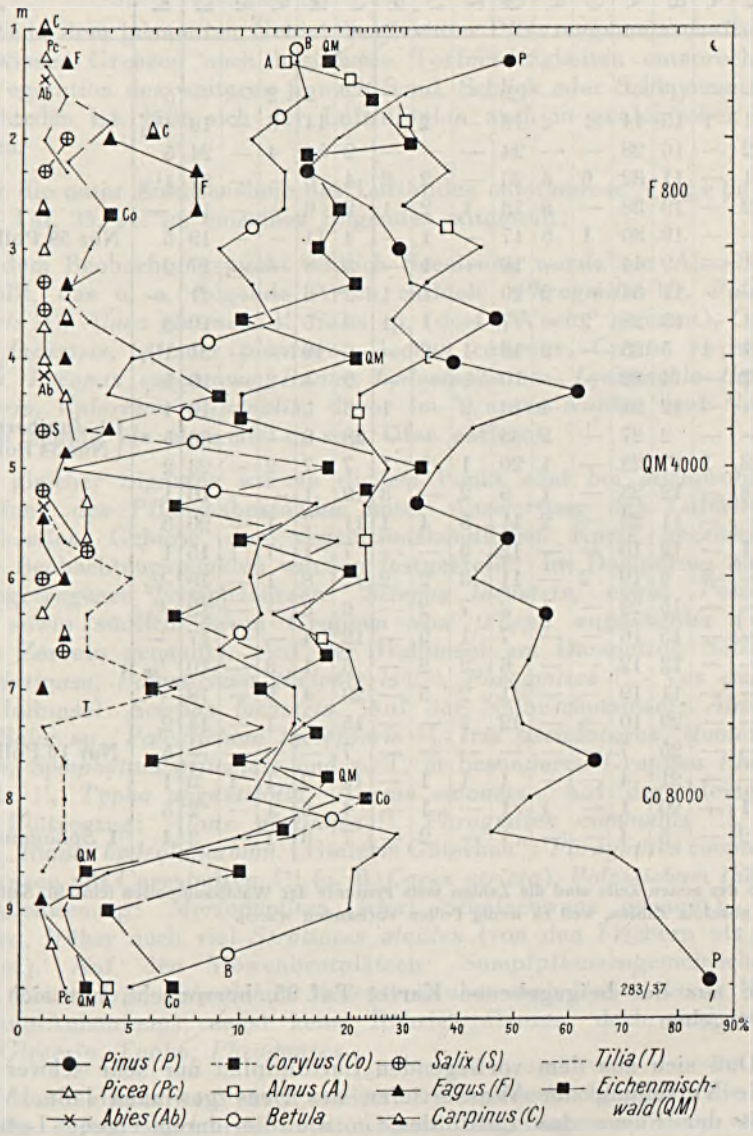


Abb. 4

Tabelle XII

	Pinus	*Picea*	*Abies*	*Betula*	*Alnus*	*Carpinus*	*Fagus*	*Quercus*	*Tilia*	*Ulmus*	*Salix*	*Corylus*	Kräuter	*Filices*	*Ericaceae*	Eichenmischwald	Präparatenzahl	* Bemerkungen
1,00 m	(1)	—	—	(1)	—	—	—	(2)	—	—	—	—	2	2	—	—	5	
1,30 m	49	1	1	15	14	1	2	16	—	1	—	—	14	5	—	18	4½	
1,60 m	30	2	—	16	28	—	—	24	—	—	—	2	54	4	—	24	5	
2,00 m	19	1	—	11	32	6	4	23	—	2	2	4	6	—	—	31	1½	
2,30 m	16	2	—	19	38	—	8	13	1	2	1	2	6	—	—	16	—	
2,66 m	24	—	—	19	30	1	8	17	—	1	—	4	11	—	—	19	5	Nur 59 Pollen in 5 Präp.
3,00 m	29	1	—	9	44	—	—	16	—	1	—	3	8	—	—	17	2	
3,33 m	31	—	—	11	34	—	2	20	—	1	1	2	6	—	—	21	—	
3,66 m	47	1	—	13	28	2	—	7	—	1	1	3	5	—	—	10	3	
4,00 m	35	1	1	5	35	—	2	18	1	2	—	6	10	—	—	21	1¼	
4,33 m	62	2	—	4	22	—	—	10	—	—	—	9	4	2	—	10	5	
4,66 m	47	—	—	12	24	—	4	10	2	—	1	3	5	—	—	10	1	
5,00 m	36	—	—	2	27	—	2	33	—	—	—	18	6	—	3	33	5	1 *Juniperus*-Pollen.
5,33 m	31	3	1	17	23	—	1	20	1	2	1	7	7	2	—	23	2	Nur 34 Pollen in 5 Präp.
5,66 m	49	3	—	12	23	—	1	8	2	—	3	19	1	—	—	10	1	
6,00 m	43	—	—	11	23	—	2	11	5	4	1	11	7	1	—	20	3	
6,33 m	56	1	—	12	13	—	—	12	3	—	—	7	1	7	1	15	1	
6,66 m	52	—	—	9	19	2	—	11	3	2	2	12	8	1	—	18	½	
7,00 m	50	—	—	15	22	—	1	3	7	2	—	6	3	—	—	12	½	
7,33 m	52	—	—	15	16	—	—	7	1	9	—	12	4	—	—	17	—	
7,66 m	65	—	—	13	12	—	—	6	2	2	—	6	1	3	—	10	½	
8,00 m	53	—	—	11	19	—	—	11	2	5	—	23	4	5	—	18	—	
8,33 m	46	—	—	29	10	—	—	12	2	—	—	15	3	1	—	14	2	
8,50 m	68	—	—	25	7	—	—	—	—	—	—	7	—	—	—	—	5	Nur 16 Pollen in 5 Präp.
8,66 m	73	—	—	21	4	—	—	1	1	1	—	10	2	1	1	3	1	
9,00 m	75	1	—	20	1	—	1	1	—	1	—	4	5	1	—	2	5	
9,70 m	86	2	—	5	4	—	—	1	—	2	—	7	3	1	—	3	4	1 *Sphagnum*-Spore

*) Außer in der ersten Zeile sind die Zahlen stets Prozente der Waldbaumpollen (einschl. *Salix*), in der ersten Zeile dagegen absolute Zahlen, weil zu wenig Pollen vorhanden waren.

Wie aus der beigegebenen Karte, Taf. 35, hervorgeht, hat sich nun folgendes ergeben:

1. Daß sich aus dem vorliegenden Luftbildplan nur sehr schwer ein Bild über die Verteilung der Wassertiefen des Sees gewinnen läßt. Vgl. Luftbild mit der Pause des Luftbildes, in die die durch eigene Lotung festgestellten Isobathen eingezeichnet sind. Der Mißerfolg liegt wohl daran, daß der See zu geringe Tiefenunterschiede aufweist.

2. Sehr gut ergab sich streckenweise eine Übereinstimmung der verschiedenen Pflanzengemeinschaften der Torf- usw. Flächen mit bestimmten Schattierungen des Luftbildes. So erschienen z. B. reine *Phragmites*-Bestände in vielen Fällen fast weiß, die übrigen Sumpfpflanzengemeinschaften hellgrau (mit bestimmtem Muster), die *Salix*-Bestände sehr deutlich durch Fleckung ganz typischer Art, die *Alnus*-Bestände zeigen dunklere Flecken usw. Manches indessen mußte durch Begehung ergänzt werden, wenn auch Übung solche Arbeiten noch verfeinern dürfte.

3. Da in dem genannten Gebiet bestimmten Pflanzengemeinschaften innerhalb gewisser Grenzen auch bestimmte Torfmächtigkeiten entsprechen, und da die Vegetation des weiteren je nach Sand, Schlick oder Schlammuntergrund ± verschieden ist, läßt sich der Luftbildplan auch in geologischer Hinsicht auswerten.

Über die unter Zuhilfenahme des Luftbildes entstandene Vegetationskarte, Taf. 35, sei im einzelnen folgendes mitgeteilt:

An dem Beobachtungspunkt südlich Seestrang wurde ein Alno-Salicetum festgestellt, das u. a. folgende Arten enthielt: *Phragmites* !!!, *Polystichum thelypteris* !!!, *Alnus glutinosa* !!, *Salix* sp. (dort „Werfe" genannt), *Carex* sp., *Scirpus lacustris, Alisma plantago, Acorus calamus, Cicuta virosa, Calta palustris, Lycopus europaeus, Rumex hydrolappatum, Lysimachia thyrsiflora, L. vulgaris, Valeriana officinalis;* davor im Wasser *Nuphar* und *Nymphaea.* Seeboden sandig bis etwa 100 m vom Ufer entfernt.

Mit gleicher Signatur wie an diesem Punkt sind bei stichprobenweiser Nachprüfung des Pflanzenbestandes unter Auswertung des Luftbildes alle entsprechenden Gebiete der vegetationskundlichen Karte bezeichnet. An weiteren Beobachtungspunkten wurden festgestellt: Im Dampelzug außer den dort eingetragenen Nymphaeaceen: *Scirpus lacustris,* etwas *Potamogeton lucens,* sowie südlich davon Gruppen von *Typha angustifolia* (von den Fischern Zerrete genannt). Auf der Halbinsel am Dampelzug *Salix* sp. !!, *Alnus glutinosa, Polystichum thelypteris* !!!, *Phragmites* !!. Vor der Spitze dieser Halbinsel: *Scirpus lacustris.* Auf der Naturschutzinsel: *Alnus glutinosa* !, *Salix* sp., *Polystichum thelypteris* !!, *Iris pseudocorus, Rumex hydrolapathum, Symphytum officinale* und z. T. in besonderen Gruppen *Phragmites communis* !!, *Typha angustifolia, Acorus calamus.* Auf der kleinen Insel südlich Plötzenzug: *Alnus glutinosa* !!, *Phragmites communis* !!!, *Scirpus lacustris, Rumex hydrolapathum.* „Hinterm Gütschau": *Phragmites communis* !!!, Schwingrasen mit Carexbulten !!! (z. B. *Carex stricta*), *Polystichum thelypteris.* Im Musikantenzug: *Myriophyllum* (dort Schafschwanz genannt), *Nuphar, Nymphaea,* früher auch viel *Stratiotes aloides* (von den Fischern als „Sickel" bezeichnet). Auf den Möwenbrutplätzen: Sumpfpflanzengemeinschaft mit *Mentha, Cicuta, Iris, Polystichum thelypteris* aber auch *Urtica dioica* !! (wegen der Guano-Anhäufung), meist keine Röhrichtpflanzen, doch sind auch vorhanden *Glyceria, Typha, Phragmites.*

An Hand dieser und noch weiterer Einzelbeobachtungen, die an Ort und Stelle durch Signaturen in die Karte eingetragen wurden, wurde die vegetationskundliche Karte mit Hilfe des Luftbildes ergänzt (vgl. die Legende der Karte Taf. 35).

C. Zusammenfassung

Zunächst wird festgestellt, welche allgemeinen Eigenschaften den verschiedenen Schlammen (= Saprolithen) unserer Seen zukommen und wie sie dementsprechend am besten zu bezeichnen sind. Hierbei wird an Besprechungen angeknüpft, die in letzter Zeit namentlich zwischen Benade, Krejci-Graf, Neuhoff, Wasmund und dem Verfasser stattgefunden haben (vgl. R. Potonié 1937). Weiter werden die Schlammarten des Schollener Sees besprochen. Besondere Aufmerksamkeit gilt hierbei der Gyttja des Schollener Sees, die sich unter dem Namen Pelose in der Heilpraxis in ausgezeichneter Weise bewährt hat.

Die Untersuchung zeigt, daß die Pelose ein im Schollener See auf weiter Erstreckung und in beträchtlicher Mächtigkeit sehr gleichartig vorkommendes Material ist, so daß der Balnotherapie für unabsehbare Zeit ständig ein Material von immer gleicher Güte zur Verfügung gestellt werden kann, wodurch die Pelose als Standardtypus eines Heilschlammes anzusehen ist. Unsere geologsiche Aufnahme der Lagerstätte sowie unser auf Grund von Bohrungen konstruiertes Profil durch das Lager zeigen, daß die Mächtigkeit der Pelose nur in den randlichen Teilen der heute noch offenen Wasserfläche etwas abnimmt und vielfach sechs Meter überschreitet. Auch geht der Schlamm nur in den randlichen Seeteilen teilweise in andersartige Schlammbildungen über, so daß mindestens 270 000 cbm Pelose zur Verfügung stehen.

Die in lagerstättenkundlichem Sinn durchgeführte chemische Untersuchung bestätigt nicht nur den geologischen Befund, sondern zeigt besonders klar, daß das Peloselager, abgesehen von einer dünnen Oberschicht, auch chemisch sehr einheitlich beschaffen ist. Schon bald unter der oberen in lebhafter Gärung usw. befindlichen Schicht ist die Pelose „ausgereift".

Wichtig ist sodann ein Vergleich der chemischen Untersuchung des Schollener Schlammes mit chemischen Untersuchungen anderer Schlammarten, wobei sich u. a. doch gewisse Richtlinien zeigen, die für die Theorie der Erdölentstehung zu beachten sind. Bei diesem Gegenstand wird auch noch einiges über die Fettsubstanzen der rezenten Saprolithe gesagt (Fettschlieren, Leichenwachs).

Endlich ist versuchsweise der Luftbildplan des Schollener Sees ausgewertet worden. Hierbei hat sich eine Vegetationskarte ergeben und Ergänzungen zur geologischen Karte.

Schriften

Bärtling, R.: Die Seen des Kreises Herzogtum Lauenburg. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **88**, S. 1—60, Berlin 1922.

Benade, W.: Untersuchungsergebnisse von vier Sedimentproben aus dem Sakrower See. — Mitt. Labor. preuß. geol. L.-A., **19**, S. 44—58, Berlin 1933.

Benade, W. & Potonié, R.: Über die interglaziale Kieselgur von Oberohe. — Mitt. Labor. preuß. geol. L.-A., **19**, S. 59—73, Berlin 1933.

Bradley, W. H.: Origin and microfossils of the oil shale of the Green River formation of Colorado and Utah. — Geol. Survey, Prof. Pap. **168**, S. 1—58, Washington 1931.

Gams, H.: Übersicht der organischen Sedimente nach biologischen Gesichtspunkten. — Naturwiss. Wochenschr., N. F., **20**, S. 569—576, Jena 1921.

Keilhack, K.: Schlamm — Faulschlamm — Heilschlamm. — Z. f. Volksernährung. Berlin 1935.

Klockmann, F.: Blatt Schollene. — Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen, 33. Lief., Berlin 1888.

Krejci-Graf, K.: Die Entstehung des Erdöls. — „Kali", H. 6—11, 22 Seiten, Halle 1936.

Krusch, P.: Die Entstehung des Erdöls. — C. R. XV. Intern. geol. Congr., South Africa, Vol. **2**, S. 291—298, 1929.

— : Die Entstehung des Erdöls. — Petroleum, **25**, S. 1491—1494, Berlin und Wien 1929. (Derselbe Text wie vorige Arbeit.)

Lauterborn, R.: Die „sapropelische" Lebewelt. — Zool. Anz., **24**, S. 50—55, Leipzig 1901.

— : Die sapropelische Lebewelt. — Verh. nat. med. Ver. Heidelberg, N. F., **13**, S. 395—481, Heidelberg 1915.

Lendel, E.: Vergleichende Untersuchungen über das Wärmehaltungsvermögen verschiedener Schlammarten unter besonderer Berücksichtigung der Schollener Pelose. — Z. ges. physik. Therapie, **42**, S. 6—12, Berlin 1932.

Naumann, E.: Einige Bemerkungen zur Terminologie des Sapropels. — Arch. Hydrobiol., **20**, S. 700, Stuttgart 1929.

Potonié, Henry: Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **55**, Berlin 1908—1912.

Potonié, Horst: Entlandung von Seen und Teichen. — Z. Landwirtschaftskammer Prov. Oberschlesien, 1930.

— : Untersuchungen über *Chironomus plumosus*. — Z. Fischerei, **29**, S. 317 bis 358, Neudamm 1931.

— : Weitere Beiträge zur Biologie von *Chironomus plumosus*. — Z. Fischerei, **34**, S. 113, Neudamm 1936.

Potonié, R.: Allgemeine Petrographie der „Ölschiefer". — 173 Seiten, Berlin 1928.

— : Neues zur Erdölentstehung. — Die Naturwiss., **20**, S. 279—281, Berlin 1932.

— : Untersuchung der Sedimente des Sakrower Sees. — Sber. Ges. naturforsch. Freunde, S. 73—75, Berlin 1934.

— : Zur Begutachtung von Badetorf. — Pharm. Z., **79**, S. 58—60, Berlin 1934.

— : Die Nomenklatur der Unterwasserablagerungen. — Jb. preuß. geol. L.-A., Berlin 1937.

Potonié, R. & Benade, W.: Zur Geologie des Heilschlamms von Schollene. — Die Med. Welt, S. 343, Berlin 1936.

Potonié, R. & Bosenick, G.: Zur Entstehung der Steinkohle. — Mitt. Labor. preuß. geol. L.-A., **19**, S. 75—110, Berlin 1933.

Potonié, R. & Reunert, D.: Geologisch-chemische Untersuchungen von Sapropelen — Schriften Gebiet Brennstoffgeol., **10**, S. 149—169, Stuttgart 1935.

Rosenberg, E.: Die Differenzierung der Heilschlamme durch das mikroskopische Bild. — Z. wiss. Bäderk., S. 1—8, Berlin 1929.

Scholtz, H. G.: Erfahrungen mit der Schollener Pelose, einem neuen deutschen Heilschlamm. — Deutsch. med. Wochenschr., Berlin 1935.

— : Die physikalische Behandlung innerer Krankheiten. — Berlin 1935.

Stockfisch & Benade, W.: Die Charakterisierung der Heilschlamme und verwandter Stoffe. — Mitt. Labor. preuß. geol. L.-A., **11**, S. 35—83, Berlin 1930.

Wasmund, E.: Bitumen, Sapropel und Gyttja. — Geol. För. Förh., **52**, S. 315—350, Stockholm 1930.

— : Lakustrische Unterwasserböden (Seeablagerungen der nördlichen humiden Breiten). — Handb. Bodenlehre, **5**, S. 97—189, Berlin 1930.

— : Algenteppiche und Flytävja am Bodensee. — Intern. Rev. ges. Hydrobiol. u. Hydrographie, **25**, S. 184—204, Leipzig 1931.

— : Die Bildung von anabituminösem Leichenwachs unter Wasser. — Schriften Gebiet Brennstoffgeol., **10**, S. 1—70, Stuttgart 1935.

Urschrift eingegangen am 30. August 1937.
Druckauftrag erteilt am 17. Dezember 1937.

Paläobotanische Mitteilungen aus dem Niederschlesischen Karbon

Von W. Gothan-Berlin und F. Zimmermann-Waldenburg

Hierzu Tafel 36 und 37

A. *Sphenopteris adiantoides* (Schloth.) *(elegans* Brongn.) als Kletterpflanze

Hierzu Tafel 36

Die Frage, ob in dem Steinkohlenwald Kletterpflanzen verschiedener Art vorhanden gewesen sind, ist schon recht alt. Die Anschauung, daß der Steinkohlenwald eine Art Regenwald gewesen sei, führte von selbst zu dem Problem, nach biologischen Analogien zwischen diesem und dem heutigen Regenwald zu suchen. Man wies häufiger auf die Tatsache hin, daß verschiedene Pflanzenarten, von denen man einigermaßen vollständige Stücke kannte, einen zu schwachen Stamm gehabt hätten, um sich allein aufrecht zu halten, z. B. bei *Lyginopteris, Mariopteris,* besonders auch bei *Zygopterideen.* Bei den letztgenannten ist der Stamm oft besonders dünn; von einer Art — der *Zygopteris scandens* — ist bekannt, daß sie öfter zwischen dem Wurzelgeflecht von Psaronien kletternd gefunden worden ist. H. Potonié und andere nahmen bei diesen Kletterpflanzen direkt „Lianen"-Natur an. Dieser stellte in seinen Steinkohlenlandschaften sowohl *Mariopteris* als auch *Sphenopteris hoeninghausi* als Schlinglianen nach Art der Baumwürgerlianen dar (vgl. z. T. Taf. 1 in H. Potonié, Lehrbuch, 1. Aufl., auch das Titelbild in der 2. Aufl. von Gothan). Andere Autoren sind ihm darin nicht gefolgt, und zwar offenbar mit Recht, denn ein Stück *Lepidodendron, Sigillaria* oder Cordaïten-Stamm mit umschlingenden Stammresten anderer Pflanzen ist noch nie gefunden worden. Andere Autoren stellen sich vielmehr die betreffenden Gewächse als Stütz- oder Klimmpflanzen vor.

Kidston wies darauf hin, daß die sparrigen, breitgabeligen Wedel z. B. von *Mariopteris, Sphenopteris hoeninghausi* geeignet erscheinen, im Gestrüpp sich festzulagern und die unteren Teile der Pflanze mitzutragen. Auch von *Sphenopteris adiantoides* wurde dies behauptet, die ja auch sparrig gegabelte Wedel besitzt und im Verhältnis zum Stamm recht dickstengelige, kräftige Wedel trägt. Es ist weiter bekannt, daß die Wedelachsen am Grunde oft eine eigentümliche, gelenkpolsterähnliche Anschwellung zeigen, die mit dem Vorhandensein eines weniger starren, leichter knickbaren oder stark turgeszenten Gewebes in Zusammenhang gebracht werden könnte.

Organe, die aber direkt auf die Natur der betreffenden Pflanzen als Kletterpflanzen hinwiesen, sind bisher wenig gefunden oder als solche gedeutet worden. In erster Linie sind hier zu nennen die sogenannten Vorläuferspitzen von *Mariopteris*-Arten. Huth hat (1912, Nr. 143) ein besonders charakteristisches Stück dieser Art bekanntgemacht und als *Mariopteris muricata* bezeichnet, das allerdings nach der heutigen Auffassung nicht zu dieser Art gehört. Er weist (1912, Nr. 141, S. 4) darauf hin, daß man diese Spitzen auch als „Träufelspitzen" auffassen könnte, daß es aber nach Potonié richtiger sei, die Spitzen als eine Art „Finger" anzusehen, mit denen sich die Pflanze an anderen Pflanzen gestützt hat.

Eine ganz andere Pflanzenart aus der *Gigantopteris*-Flora ist aber in unserer Frage von besonderem Interesse, nämlich *Gigantopteris nicotianaefolia* selbst. Halle hat in einer Abhandlung dargelegt, daß Gipfelteile dieser im übrigen sehr breitblättrigen Pflanze vollständig spreitenlos sind und in hakenförmig gekrümmte Organe endigen, die man beim besten Willen nicht anders als „Klimmhaken", d. h. hakenförmige Umbiegungen zur Anheftung an Stengel, Zweige usw. deuten kann. Die Ausbildung spreitenloser Klimmhaken bei einer sonst mit breitflächigen Blättern versehenen Pflanze ist besonders interessant und auffällig. Bei Pflanzen mit schmalerer Spreite fällt eine Ausbildung derartiger Organe weniger auf, sehr aber noch z. B. bei *Mariopteris*, deren dreieckige Blätter bei mehreren Arten immerhin mehr oder weniger spitz auslaufen. Man hat jedoch bisher die sogenannten „Vorläuferspitzen" nicht direkt als „Klimmhaken" angesprochen, da eine Zurückkrümmung der Spitze kaum zu beobachten ist, sondern hat sie mehr als Tastorgane aufgefaßt.

Auf die Deutung derartiger Organe werfen nun einige Funde der im Waldenburger Liegendzug so charakteristischen *Sphenopteris adiantoides* ein klares Licht, die in der vorliegenden Mitteilung näher beschrieben werden sollen.

1. Klimmhaken bei *Sphenopteris adiantoides*

Es wurde eine Anzahl aus der Seegen-Gottes-Grube stammende Stücke gefunden, die auf Taf. 36 z. T. abgebildet sind. Es waren z. T. Einzelstücke, z. T. größere Blöcke, die mit Resten der *Sph. adiantoides* erfüllt sind, sowohl Wedelreste, als auch dickere Stamm- und Achsenstücke. Die Wedelreste zeigen z. T. mehr breite, umgekehrt keilförmige Fiederchen, wie sie Schlotheim und Brongniart als Typus der Art abgebildet haben, z. T. aber auch Formen mit schmaleren, zugespitzten Blättern. Stur's Abbildungen 1877, Taf. 14, Fig. 1—6 zeigen in Fig. 6 ein Bruchstück der breitblättrigen Form, wie auch z. B. Gothan, 1923, Taf. 9, Fig. 3 und unsere Taf. 36, Fig. 3 u. 5. Die Fig. 3, 4 u. 5 Stur's zeigen Übergangsformen von den breitblättrigen zu den spitzblättrigen Formen, wie auch Gothan's Fig. 1, Taf. 10 (1923). Ein typisches Stück einer spitzblättrigen Form zeigt unsere Taf. 36, Fig. 2. Bei den neuen Funden zeigt sich nun, und zwar sowohl an breit- als auch an spitzblättrigen Formen, daß am Gipfel eine schnelle Auflockerung der Fiedern stattfinden kann und diese z. T. in lang ausgezogene Spitzen endigen, die z. T. mit gerade gestreckten, z. T. mit typisch hakenförmigen Organen besetzt sind, die an der Spitze z. T. fast spiralförmig eingerollt sind. Auf

Taf. 36, Fig. 3 u. 5 sind breitblättrige Stücke, deren Gipfel mit derartigen Organen besetzt ist, abgebildet, auf Fig. 2 ein spitzblättriges, ebenfalls mit deutlicher Hakenbildung. Charakteristisch ist bei einigen dieser Stücke die starke Verlängerung und Streckung dieser Wedelgipfel (Taf. 36, Fig. 4, 5). Durch Vergleich mit den tiefer sitzenden normalen Fiedern zeigt sich, daß diese Organe normalen gelappten Fiedern homolog sind. Sie gehen verhältnismäßig plötzlich, manchmal aber auch mehr allmählich in diese ausgezogenen Gipfelteile über. Die Querriefung der Stengel, die an den tieferen Teilen der betreffenden Wedelstücke meist noch recht deutlich ist, wird in der Region dieser Hakenfiedern undeutlicher. Interessant ist das Stück Taf. 36, Fig. 4, das ein isoliertes derartiges Gipfelstück zeigt, an dem aber fast nur unvollständige Stümpfe ansitzen. Bei dem einen konnte bei dem mit × bezeichneten Punkt durch Präparation nachgewiesen werden, daß es in einen Haken endigt. Es ist anzunehmen, daß auch die übrigen Stümpfe nur Rudimente derartiger Haken sind. Andere Haken sind in den Fig. 2 und 3 bei × sichtbar.

Die typische Ausbildung dieser z. T. fast rankenförmig umgerollten Organe legt ohne weiteres die Annahme nahe, daß es sich um echte Halteorgane, d. h. „Klimmhaken", handelt. Die Meinung, daß etwa die Einkrümmung erst nach der Einbettung erfolgt sei, ist zurückzuweisen, da diese Organe einen starren Eindruck machen und durch Aufweichung bei der Einbettung die Hakenform eher verlorengegangen als ausgebildet sein könnte. Die Organe sind zwar dünn, aber kräftig. Daß es sich nicht etwa um eingerollte junge Wedelteile handeln kann, geht daraus hervor, daß die Stoffmasse dafür viel zu gering ist, und daß außerdem die Internodien zwischen den einzelnen Organen auseinandergezogen sind, während sie bei eingerollten Wedelteilen gerade verkürzt sein müßten. Die Deutung als Haftorgane für diese Hakenfiedern ist also sicher richtig und die Natur der *Sphenopteris adiantoides* als Kletterpflanze erwiesen.

Das nunmehr zu beschreibende Stammstück mit anhaftenden Wedelstielbasen ergänzt diesen Befund aufs beste.

2. Ein größeres Stammstück von *Sphenopteris adiantoides* mit zahlreichen Wedelresten

(Taf. 36, Fig. 1)

Daß das fragliche Stück zu der vorliegenden Art gehört, ergibt sich eindeutig sowohl aus der Beschaffenheit des Stammes als auch aus der Skulptur der Wedelstiele. Es liegen auf derselben Platte auch noch Laubreste unserer Art herum, und das Stück wurde zusammen mit verschiedenen der vorbeschriebenen Stücke gefunden; es stammt aus einer Schicht mit zahlreichen Wedelresten von *Sphen. adiantoides*. Der Hauptstamm zeigt eine Verzweigung unten bei ×, und der hier abgegebene Zweig ist etwas dünner als der Hauptstamm. Dieser setzt sich in ungefähr derselben Dicke oder schwach abnehmend in gerader Linie (nach oben) fort und ist in kurzen Abständen mit Wedelbasen besetzt. Diese zeigen z. T. noch am Grunde die bereits bekannte „gelenkpolsterartige" Verdickung, und man erkennt an verschiedenen Stellen, besonders aber da, wo der Stamm tiefer in das Gestein hineingeht und durch Präparation freigelegt ist, daß die Wedel

nach verschiedenen Seiten (spiralig) davon ausstrahlen. Die Erhaltung dieses Reliefs ist durch die stark sandige Beschaffenheit des Gesteins ermöglicht.

Der vorhin erwähnte Zweig gabelt sich bald in zwei etwas dünnere (bei →), deren Dicke, soweit die Zweige auf dem Stück erhalten sind, nur sehr allmählich abnimmt. Auch sie sind mit Wedelbasen besetzt, die aber dünner als am Hauptstamm und zum großen Teil abgerissen sind. Die Betrachtung der beiden schwanken Gabelzweige mit der bogenförmigen Krümmung des einen, die allerdings großenteils mit der Sedimentation zusammenhängen mag, zeigt auf das klarste — wie es auch von anderen Autoren ausgesprochen worden ist —, daß eine solche Pflanze niemals allein aufrecht gestanden haben kann. Im Verein mit dem Vorgesagten ist es am wahrscheinlichsten, daß es sich um hängende Klimmpflanzen gehandelt hat, die mit ihren sparrigen Wedeln und Klimmhaken an Pflanzen von mittlerer Höhe sich anhakten und ähnlich wie etwa unsere *Clematis vitalba* mit z. T. durchgebogenen Stamm- oder Zweigteilen herabhingen. Charakteristisch für derartige Hängelianen ist auch die sehr allmähliche Abnahme der Stamm- und Zweigdicke.

3. Anatomisches über die Wedelstiele von *Sphenopteris adiantoides* (*Heterangium grievei* Will)

Bei dem großen Stamm- und Zweigstück bemerkt man bei genauerem Hinsehen an den Wedelstielbasen noch eine auffällige Erscheinung. Besonders bei den unteren Wedelbasen sieht man, daß die Querriefen auf die katadrome Seite des Wedelstiels beschränkt zu sein scheinen; erst in höheren Regionen, wo die Wedelstiele dünner werden, wird diese Erscheinung weniger deutlich. Man sieht das auch gut an den untersten drei oder vier Wedelstielen der Stur'schen Fig. 1 (Taf. 14, 1877), besonders schön aber an der Figur von Kidston (1923, Taf. 67, Fig. 5). Die weiter oben befindlichen Wedelstiele unseres Stückes sind offenbar in ihrer Lage verändert, insbesondere gedreht. Die Folge davon ist, daß die Querriefen, d. h. die Sklerenplatten, in die Mittelzone des Wedelstiels zu liegen kommen und beiderseits von einer ungerieften Zone begrenzt sind oder bei vollständiger Drehung des Wedelstieles sogar scheinbar auf der anadromen Seite liegen. Das würde im ganzen heißen, daß überhaupt nur eine Sklerenplattenzeile in dem Wedelstiel vorhanden ist, und daß diese ursprünglich auf der katadromen Seite liegt. Der Stamm selber enthält nicht vollständig ringsherum laufende Sklerenplatten, sondern Reihen von diesen, die den Blattspuren entsprechen, die nachher in die Wedelstiele übertreten, wobei sie eine Sklerenplattenzeile mitnehmen, wie es schon Kidston a. a. O. S. 244 beschrieben hat. Das sieht man bei genauerer Betrachtung an gut erhaltenen Stammstücken mit Wedelstielbasen recht gut, so auch an dem erwähnten Stur'schen Stück, dessen Original sich in der Waldenburger Bergschule befindet. Die katadrome Lagerung dieser Sklerenplatten hätte offenbar eine stärkere Stützung der Wedelstiele zur Folge, da der katadrome Teil auf diese Weise fester gebaut ist als der anadrome. Anderseits bringt die Lagerung der Sklerenplatten parallel zur Querschnittsfläche doch eine leichtere Biegsamkeit des Wedelstiels mit sich, als wenn etwa nur entsprechend dicke, längsverlaufende Baststränge eingelagert wären. Daß solche übrigens als hypodermale Stränge vorhanden sind („Sparganum"-Struktur, wie bei

Myeloxylon — Aulacopteris) ist bekannt. Nach der Scott'schen Rekonstruktion von *Heterangium grievei* sieht es nun so aus, als ob der Stamm ringsherum laufende Bastplatten hätte und der Wedelstiel anadrome und katadrome Bastplatten. Wir haben uns nun bemüht, den tatsächlichen Befund an strukturzeigendem Material von Pettycur (Schottland) herauszubringen.

Da in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt nicht genügend Schliffe von *Heterangium grievei* aus dem Kalk von Pettycur in Fife, wo dieses das häufigste Fossil ist, vorhanden sind oder erst eine ganze Reihe davon hätten hergestellt werden müssen, wandte ich mich an Herrn Dr. Edwards, der daraufhin die Schliffe im British Museum aus der Sammlung von Williamson und Scott usw. durchsah und auch fünf Schliffe zur Ansicht sandte, wofür ihm an dieser Stelle bestens gedankt sei. Er schreibt: „although I have looked through all the *Heterangium* slides in the Scott and Williamson and general collections here I have been unable to find anything which seems at all conclusive as to the presence of sclerotic plates on the under side only of the rachis." Da dieser Befund im Widerspruch steht zu dem durch die Abdrücke Gebotenen, so gibt es zwei Möglichkeiten. Entweder sind die „sclerotic plates" auf der anadromen Seite schwächer entwickelt als auf der unteren, so daß sie in den Abdrücken nicht in die Erscheinung treten, oder das Grundgewebe und das Rindengewebe auf der anadromen Seite sind entsprechend stärker, so daß sich die „plates" nicht durchdrücken. Jedenfalls kann der Befund an den Abdrücken nicht einfach Zufall sein. An den strukturzeigenden Stücken würde der Sachverhalt natürlich nur dann klar sichtbar sein, wenn die Rachiden von dem Schliff richtig getroffen sind, nämlich parallel zu dem Hauptstamm, und etwa mitten durch das Leitbündel gehen. Es wird noch einmal auf die besonders klare Figur bei Kidston, 1923, Taf. 67, Fig. 5 verwiesen, die das Verhältnis so klar wie möglich zeigt. Ich muß es den Herren in Großbritannien überlassen, in bezug auf die strukturzeigenden Stücke das letzte Wort zu sprechen und muß mich vorläufig mit der Darstellung unseres Befundes begnügen.

Hier sei noch in der Altersfrage hinzugefügt, daß ein Teil von dem, was die Engländer als „Lower Carboniferous" bezeichnen, wohl in das Namur A zu stellen ist; da *Sphenopteris elegans,* d. h. *H. gr.,* bei uns im Sinne der Heerlener Abmachungen Leitfossil von Namur A ist, so wird es mit den entsprechenden Schichten im nördlichen Teil von Großbritannien nicht anders sein, und insbesondere die „Limestone coals" aus dem Unterkarbon herausgenommen werden müssen. Es wird Sache einer weiteren Konferenz sein, sich hiermit zu beschäftigen; es ist darauf u. a. von mir in dem Band „Kohle" von Beyschlag-Krusch-Voigt S. 291 hingewiesen.

Zusammenfassung

Bei einer Anzahl von Wedelresten von *Sphenopteris adiantoides* aus dem Waldenburger Liegendzug wurde beobachtet, daß die Gipfelteile unter starker Streckung der Fiedern in dünne, hakenförmig gebogene Organe umgewandelt sind, die als Haftorgane oder Klimmhaken angesprochen werden. *Sphenopteris adiantoides* war also sicher, wie man bisher schon vermutete, eine Kletterpflanze. Die Eigenschaften eines langen, verzweigten Stammstückes

mit zahlreichen Wedelstielen bestätigen diesen Befund und lassen die Art als eine kleine Hängeliane kennzeichnen. Weiter werden Mitteilungen über die Verteilung der Bastplatten im Stengel gemacht, die die bekannte Querriefung bei der Art hervorrufen; sie scheinen auf der katadromen Seite stärker vertreten zu sein als auf der anadromen; die Befunde an strukturzeigenden Stücken, wie sie in dem Kalk von Pettycur (Schottland) massenhaft vorkommen, haben dies aber noch nicht bestätigt.

Schriften

Gothan, W.: Lehrbuch der Paläobotanik (zugleich 2. Aufl. von H. Potonié: Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie, Berlin 1899). Berlin 1921.

— : Leitpflanzen des Karbon und Perm. — In Gürich: Leitfossilien, Lief. 3. Berlin 1923.

Halle, T. G.: On the habit of *Gigantopteris*. — Geol. Fören. Förh., **51**, S. 236 ff. Stockholm 1929.

Huth, W.: *Mariopteris muricata*. — Abb. u. Beschr. foss. Pflanzen, **8**, Nr. 143. 1912.

Kidston, R.: Fossil plants of the carboniferous rocks of Great Britain. — Mem. geol. Surv. of Great Brit., Paleontology, **2**, Pt. 3. London 1923.

Stur, D.: Die Kulmflora. II. — Abh. k. k. geol. Reichsanst., **8**, 2. Wien 1877.

B. Der Aufbau von *Sphenopteris (Lagenopteris) linki* Göppert

Hierzu Tafel 37

Bei den neueren Aufsammlungen von Pflanzenmaterial aus dem unteren Liegendzug der Seegen-Gottes-Grube bei Altwasser, die schon Göppert und Beinert sowie Stur einen großen Teil ihrer Liegendzugpflanzen geliefert hat, wurde auch eine Anzahl von Stücken der *Sphenopteris linki* gefunden, die sich durch ihre Vollständigkeit auszeichnen und über den Gesamtaufbau der Pflanzen Aufklärung geben[1]).

Es handelt sich bei den vorliegenden Funden meist um Stücke mit wenig differenzierten Fiedern, wie sie als *Sphenopteris „linki"* Göppert bezeichnet werden.

Wiederholt ist hervorgehoben worden, daß die Beziehungen von *Sphenopteris linki* und *divaricata* außerordentlich enge sind (Stur, 1877, S. 167 [273], Behrend, 1912, Gothan, 1913), so daß vielleicht nur eine Gesamtart vorliegt. Auf diese Frage soll hier nicht weiter eingegangen werden, da dem

1) Aus diesen Aufsammlungen stammen u. a. auch die bereits 1932 veröffentlichten Funde von *Sphenopteris bermudensiformis* mit Samen, ferner unsere oben beschriebenen Materialien von *Sphenopteris adiantoides*, ein großer Teil unseres Materials von *Eleutherophyllum mirabile* und *Cardiopteridium waldenburgense* sowie verschiedene, noch unveröffentlichte Merkwürdigkeiten.

früher Gesagten kaum etwas hinzuzufügen ist. Bei unsern Funden handelt es sich fast durchweg um die kompakte *„linki"*-Form (Taf. 37, Fig. 1, 3). Abweichend ist nur ein Stück aus demselben Material mit stärker differenzierten, ziemlich breitflächigen Blättchen, das weder eine echte *linki-*, noch *divaricata*-Form darstellt und an ähnliche Formen aus dem Liegendzug der Rudolfgrube bei Neurode erinnert, das aber zweifellos auch zu der Gesamtart *linki—divaricata* gehört (Taf. 37, Fig. 2).

Unter den Neufunden finden sich zunächst eine ganze Anzahl vollständiger Wedel mit Gabelungen. Solche Gabelwedel hat zwar schon Stur, Taf. 12, Fig. 1, 2 (übrigens auch von *divaricata,* Taf. 13, Fig. 2), es handelte sich aber nur um kleine Bruchstücke. Die vorliegenden Wedel zeigen (Taf. 37, Fig. 1—3), daß das Fußstück unterhalb der Gabelung unverhältnismäßig lang ist, eine Eigenschaft, die diese Art mit anderen derselben Gruppe teilt, außer mit *Sphenopteris stangeri, hoeninghausi, bäumleri* auch mit *Sphenopteris bermudensiformis,* deren Fußstück aber nackt ist, worauf wir schon (1932, S. 323) hingewiesen haben. Es sind nun mehrere Stücke gefunden worden, bei denen die Wedel noch am Stamm ansitzen. Der Stamm zeigt aufs deutlichste die bekannte Rinden-*(Dictyoxylon-)*Struktur von *Lyginopteris* oder *Lyginodendron.* Damit ist die Zugehörigkeit dieser Art zur *Lyginopteris*-Gruppe erwiesen, die schon zu vermuten war. Auch der unterste Teil der Wedelstiele zeigt noch Andeutungen der genannten Rindenstruktur, aber in viel geringerem Maße.

Weiter aufwärts ist der Wedelstiel mit länglichen, abwechselnden Riefen besetzt, die die Ansatzstellen der hier ziemlich kräftigen Trichome darstellen, die bei den Wedeln meist bereits abgefallen sind (Taf. 37, Fig. 1,1a). Außerdem bemerkt man an einigen der Wedelstiele eine schwache Querriefung (Fig. 3). Solche hat Gothan bereits 1913 bei *Sphenopteris larischi* angegeben, die er aber bei niederschlesischem Material von *divaricata* usw. vermißte, die also jetzt auch bei dieser Art nachgewiesen ist. Diese Skulptur dürfte auf innere Strukturverhältnisse der Achsen zurückzuführen sein.

Die bemerkenswerteste Erscheinung unserer vollständigen Stücke von *Sphenopteris linki* ist nun wohl, daß die Basis der Wedelstiele in Form eines „Gelenkpolsters", ähnlich wie bei *Sphenopteris adiantoides,* ausgebildet ist. Man darf das wohl auch hier auf den Umstand zurückführen, daß *Sph. linki* eine Stütz- oder Kletterpflanze gewesen ist. Auch bei *Sphenopteris bermudensiformis* haben wir dies an Wedelbasen bemerkt, die noch dem Stamme ansitzen (vgl. auch Zimmermann & Gothan 1932). Dagegen sind derartige Gelenkpolster bei jüngeren Arten der Gruppe nicht oder kaum bekannt (vgl. Stur, 1885, Taf. 31, Fig. 1, 2, Taf. 32, Fig. 1; Gothan, 1931, Taf. 21, Fig. 1, 1913, Abb. 4 nach H. Potonié). Trotzdem wird die Ökologie dieser jüngeren Arten ähnlich zu bewerten sein wie die der älteren.

Zusammenfassung

Vollständige Stücke von *Sphenopteris linki* zeigen, daß die Wedel durchweg gegabelt sind, und daß ein ziemlich langes, beblättertes Fußstück vorhanden ist. Die Wedelbasis zeigt ähnliche „Gelenkpolster" wie *Sphenopteris adiantoides,* ferner auch *Sph. bermudensiformis.* Die Pflanze wird als Kletterpflanze angesprochen.

Schriften

Behrend, F.: Über einige Karbonfarne aus der Familie der Sphenopteriden. — Jb. preuß. geol. L.-A., **29**, I, H. 3, S. 1—52, Taf. 1, 2. Berlin 1908.

Gothan, W.: Die oberschlesische Steinkohlenflora. I. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **75**. Berlin 1913.

— : Die Steinkohlenflora der westlichen paralischen Karbonreviere Deutschlands. H. 2. — Arb. Inst. Paläobot. usw., Bd. 1, H. 2. Berlin 1931.

Stur, D.: Die Karbonflora der Schatzlarer Schichten. — Abh. k. k. geol. Reichsanst., **11**, 1 (Farne). Wien 1885.

Zimmermann, F. & Gothan, W.: Die Samen von *Sphenopteris bermudensiformis*. — Sber. Ges. naturf. Freunde, S. 317 ff. Berlin 1932.

Urschrift eingegangen am 7. September 1937
Druckauftrag erteilt am 4. Januar 1938

Das Subglazial- und Toteisgebiet der Gegend von Griesel in der südlichen Neumark

Von Bruno Dammer, Berlin

Hierzu Tafel 38—43

Die südliche Neumark, die in ihrem geologischen Aufbau besonders durch gewaltige Stauchmoränenlandschaften, sich aus ihnen entwickelnde und in ihrem weiteren Verlaufe sich vielfach zu weiten Ebenen erweiternde Sanderströme und durch größere und kleinere Staubecken gekennzeichnet ist, zeigt daneben in verschiedenen Gegenden häufig geradezu modellartig ausgebildete Oberflächenformen, deren Entstehung auf subglaziale Vorgänge und auf Einwirkung von Toteismassen zurückzuführen ist. In schönster und reichhaltigster Form finden sich solche Erscheinungen in einem in sich geschlossenen Gebiet in der Gegend von Griesel und Krämersborn, etwa in der Mitte zwischen Schwiebus und Crossen a. O.[1])

Wenn man das Meßtischblatt Beutnitz betrachtet, dann tritt dieses Gebiet schon auf den ersten Blick deutlich hervor insofern, als es inmitten einer sehr ebenen Landschaft mit geringen Höhenunterschieden einen etwa 2 km breiten, von Norden nach Süden das ganze Blatt durchquerenden, engbegrenzten Streifen mit sehr unruhigen Oberflächenverhältnissen bildet, in dem unter Vorherrschen steiler Hänge z. T. mit Seen erfüllte, langgestreckte Talzüge, große wallartige Rücken, größere und kleinere, längliche und rundliche Hügel und zahllose kesselförmige Senken verschiedensten Ausmaßes, die oft in tief eingeschnittenen Rinnen perlschnurartig aneinander gereiht sind, miteinander abwechseln. In dieser außerordentlich mannigfaltigen Entwicklung, zu der in den Talzügen eine reichhaltige Vegetation hinzutritt, bildet dieses Gebiet zugleich einen der landschaftlich schönsten und reizvollsten Teile der Mark Brandenburg.

Unser Gebiet lehnt sich im Norden an den westlichen Abfall des großen Bergmassivs der Ulbersdorf—Blankfelder Endmoräne an; im Westen wird es von der von Griesel nach Norden verlaufenden Landstraße nach Topper und weiter nach Süden von dem Westhang des in Griesel beginnenden Grieseltals begrenzt; im Osten schließt es ein an der Chaussee Ulbersdorf—Griesel unvermittelt steil ansetzender, auf- und absteigender, mehrfach unterbrochener und sich auf etwa 6,5 km Länge erstreckender Wallberg und weiter nach Süden ein längs der Leitersdorfer Gemarkungsgrenze verlaufendes Rinnensystem ab und im Süden verläuft es allmählich in die weite Ebene des Warschau—Berliner Urstromtals (vgl. Taf. 43 und Br. Dammer, geologisch-morphologische Übersichtskarte der südlichen Neumark und angrenzender Gebiete. Berlin 1931).

1) Vgl. Br. Dammer, geologisch-morphologische Übersichtskarte der südlichen Neumark und angrenzender Gebiete. Berlin, 1931.

POLITECHNIKA ... ZAKŁAD GEOLOGII

Geologisch liegt unser Gebiet im südlichen Teil der großen Sanderebene, die am Südhange der gewaltigen Stauchmoränenlandschaft von Lagow—Schönow etwa in der Linie Grunow, Selchow, Hammermühle bei Liebenau ansetzt und sich nach Süden bis an das Warschau—Berliner Urstromtal erstreckt; der südliche Teil liegt im Urstromtal selbst. Aus dem nördlichen Teil der Sanderebene erheben sich zwei mächtige Moränenmassive, die Moräne von Klein-Heinersdorf—Niedewitz und die bereits genannte von Ulbersdorf—Blankfeld. Daneben findet sich in ihr eine größere Zahl von kleinen isolierten Moränenkuppen und Wallbergen (Osern). Der Sander besteht, soweit es die wenigen Aufschlüsse erkennen lassen, aus horizontal geschichteten, meist fein- und mittelkörnigen Sanden, denen zuweilen auch kiesige Bänke eingeschaltet sind. Diese Sande werden aber gleichmäßig von einer im Durchschnitt etwa 1,5 m mächtigen Schicht überlagert, die in großen Flächen in ihrer ganzen Mächtigkeit aus einem Geschiebesand mit zahlreichen, oft sehr großen Gesteinsblöcken besteht, in anderen, namentlich den landwirtschaftlich genutzten Flächen vielfach unter einer etwa 0,75 m mächtigen Geschiebesanddecke ungefähr ebenso mächtige Reste von Geschiebemergel in Form von meist dunkelbraunem, mehr oder weniger lehmigem Sand oder häufig auch von Geschiebelehm aufweist. Diese Geschiebesandschicht mit ihrer starken Beimengung von großen Geschieben stellt naturgemäß den Rückstand einer stark verwaschenen Grundmoräne dar, und ihre lückenlose Verbreitung über das ganze Sandergebiet hin beweist, daß der Sander noch einmal vom Eis überschritten und somit älter als der jüngste Eisvorstoß ist, wenn er nicht, was sogar wahrscheinlich ist[2]) überhaupt einer älteren Eiszeit angehört. Für ein höheres Alter des Sanders spricht in gewisser Weise auch sein steiler Abbruch gegen das Warschau—Berliner Urstromtal, wenngleich zugegeben werden muß, daß hierfür auch andere Erklärungen möglich sind.

In der Oberflächengestaltung unseres Gebietes treten beherrschend drei nordsüdlich verlaufende, tief eingeschnittene Talzüge hervor, die, abgesehen von einigen schmalen Zuflüssen, unvermittelt in erheblicher Breite umgeben von steilen Hängen und zwar, von Westen nach Osten folgend, immer weiter südlich einsetzen. Der westlichste Talzug ist das Tal der Griesel, das im Dorfe Griesel beginnt und sich ziemlich geradlinig bis an das alluviale Odertal fortsetzt. Der mittlere Talzug beginnt mit dem Kalksee und verläuft über den Zeidelteich, Mätschteich und Hungerteich bis zum Kleinen Kalkteich. Der östlichste Talzug setzt mit dem Grenzteich ein, erstreckt sich über den Schwarzen Teich und Quellteich bis zum Großen Kalkteich und hat an dessen Südende im Katerslug noch einen kleinen nach Südosten gerichteten Fortsatz. Die beiden östlichen Talzüge vereinigen sich also in dem hufeisenförmig gestalteten (Großen und Kleinen) Kalkteich (Taf. 38, Abb. 1), der seinerseits wieder in dem Langen Hals durch einen schmalen, sehr steilwandigen Durchlaß (Taf. 38, Abb. 2) mit dem Grieseltal verbunden ist.

Dem Grieseltal ist im Norden ein etwa 600 m breites Gebiet vorgelagert, das 6—8 m tief in die Sanderebene eingesenkt ist. Es wird im Westen von der Landstraße Griesel—Topper begrenzt und lehnt sich im Norden an den Südrand der Ulbersdorf—Blankfelder Endmoräne an, der

2) Br. Dammer, Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte der südlichen Neumark und angrenzender Gebiete. Berlin, 1931, S. 40.

hier einen nach Südwesten geöffneten Bogen bildet. Am Ostrande dieses Gebiets, und zwar im Norden nahe dem Endmoränenrand und im Süden unmittelbar neben dem Grieseler Schloßpark erheben sich zwei langgestreckte Osrücken. Dieses Gebiet ist mit einer großen Anzahl runder und teilweise auch länglicher Senken durchsetzt, die zum größten Teil durch tief eingeschnittene, rinnenförmige Einsattelungen im Gelände untereinander in Verbindung stehen und so ein Netzwerk sich mehrfach gabelnder und kreuzender Kesselrinnen bilden. Daneben treten noch einige mehr vereinzelte Senken auf, die aber ebenfalls untereinander und mit den Kesselrinnen durch flachere Einsattelungen in den dazwischenliegenden Rücken verbunden sind. Besonders zu erwähnen sind noch vier kleine rundliche Kuppen, die sich scharf umgrenzt über dem allgemeinen Niveau des Gebiets erheben und wohl Os-artige Aufschüttungen darstellen.

Das Grieseltal selbst nimmt seinen Anfang in dem Dorfe Griesel, wo am südlichen Ende des eben geschilderten Gebiets unmittelbar an der das Dorf durchziehenden Chaussee in die ziemlich steile Abdachung der Sanderebene drei steilwandige Nischen eingeschnitten sind, an deren Fuß sich eine schmale Rinne erstreckt. Am Rande und auf dem Boden dieser Rinne und der drei Nischen tritt das Grundwasser in unzähligen kleinen Quellen und Rinnsalen zutage, die die ganze Bodenfläche überspülen (Taf. 39, Abb. 1) und sich in der Mitte der Rinne zu einem sehr schnell anschwellenden Bach vereinigen. In besonders niederschlagreichen Jahren zeigten sich auf dem Boden der Rinne häufig kleine Springquellen, deren Röhren sich immer bald wieder verstopften und an anderen Stellen wieder durchbrachen. Soweit sich erkennen läßt, tritt das Grundwasser aus sehr feinkörnigen Sanden aus, die auch den Boden der Rinne bilden. Infolge des hohen Eisengehalts des Wassers scheiden sich an vielen Stellen gelbbraune, schwammige Massen von kolloidalem Eisenhydroxyd aus. Ein zweiter Quellarm mit einer ähnlich gestalteten Quellnische liegt im Schloßpark von Griesel, wo diese zu einem kleinen Teich künstlich ausgearbeitet worden ist.

Die beiden Quellarme, in die je eine der oben genannten Kesselrinnen einmündet, vereinigen sich zu einem weiten Talkessel, der in einer Breite von 200 m ansetzt und sich nach SSW zu auf etwa 600 m Breite erweitert. Hier teilt er sich in den nach Süden gerichteten kurzen Ausläufer mit dem Hälftenteich und das weiter nach SSW verlaufende Grieseltal, das nach einer nach NW gerichteten weiten Ausbuchtung sich allmählich immer weiter verengert, bis es bei der Vordermühle seine engste Stelle mit etwa 40 m Breite erreicht.

Der weite Talkessel wie auch das Grieseltal in seinem ganzen weiteren Verlauf bis zum Eintritt in das Warschau—Berliner Urstromtal werden von sehr steilen, vielfach von schmalen Rinnen durchfurchten, hohen Hängen, an deren Fuße an zahlreichen Stellen Quellen zutage treten, begrenzt. Mehrfach liegen die Quellen in engen, nischenartigen Ausbuchtungen der Talwand, wie z. B. zwischen der Vordermühle und dem Kollatschteich. An solchen Stellen, wo sich Quellaustritte häufen, ist es mehrfach zur Bildung von Quellmooren gekommen, die als flach geneigte, meist mehrere Meter hoch am Hang sich hinaufziehende Flächen dem ebenen Talboden vorgelagert sind. Sie bestehen aus einer vollkommen mit Wasser getränkten, sehr lockeren Masse abgestorbener Moosreste. Solche Quellmoore von größerer Ausdehnung finden sich z. B. unterhalb von Augustenhöhe, am Westrand des Grieseltals 600 m

nördlich der Vordermühle, am Ostrande des Grieseltals in der nischenartigen Ausbuchtung gegenüber dem Kollatschteich und 400 m südlich der Hintermühle.

Etwa 300 m südlich der Vordermühle setzen im Grieseltal terrassenförmige Bildungen ein, die von da ab als ein bald schmäleres, bald breiteres fortlaufendes Band sich durch das ganze Grieseltal bis zu seiner Einmündung in das Urstromtal fortsetzen. Sie treten fast ausschließlich am westlichen Hange des Tales auf, und nur am Kollatschteich und bei Krämersborn finden sie sich auch am östlichen Hange. Es handelt sich dabei um deutlich ausgeprägte Geländestufen mit ebener Oberfläche, die dem steilen Talhang angelagert und gegen ihn mit einer scharfen Hohlkante abgesetzt sind. Im wesentlichen treten zwei derartige Geländestufen auf, von denen die tiefere wenig höher als der alluviale Talboden liegt, während die höhere sich mehrere Meter über diesem erhebt. An verschiedenen Stellen treten beide Stufen übereinander auf und sind ebenfalls durch eine deutliche Geländekante gegeneinander begrenzt. In der Höhenlage der höheren Stufe treten recht erhebliche Schwankungen auf, so daß sie jedenfalls nicht als eine echte Flußterrasse mit gleichmäßigem Gefälle angesehen werden kann. Durch zahlreiche kessel- und rinnenförmige Senken, die vielfach untereinander und mit dem Talboden des Grieseltals durch rinnenartige Einsattelungen in Verbindung stehen, werden diese terrassenartigen Gebilde vielfach zerschnitten, und zwar liegen diese Senken oft so dicht nebeneinander, daß zwischen ihnen nur ganz schmale Wälle verlaufen, die geradezu den Eindruck künstlicher Aufschüttungen erwecken können. Besonders ist dies in der Nähe des Tonnen- und des Bade-Teiches der Fall. Auch im Bereiche des Urstromtals ist an mehreren Stellen die tiefere Geländestufe entwickelt.

Mehrfach springt die höhere Terrasse weit in das Grieseltal hinein, so daß hier der alluviale Talboden stark eingeengt ist. Dies ist z. B. auch unmittelbar bei der Hintermühle der Fall (vgl. hierzu Taf. 39, Abb. 2). Hier ragt aus der höheren Terrasse (linker Rand des Bildes) ein etwa 10 m hoher Berg heraus, der als höchster Teil einer der weiter unten zu erwähnenden, das Tal durchquerenden Bodenschwellen anzusehen ist, und an dessen Fuß die Terrasse eine Einsattelung (kahles Feld am linken Bildrand) zeigt. An der östlichen Seite des Berges liegt eine zweite Einsattelung (in der Baumgruppe in der Mitte des Bildes) und seitlich von dieser die tiefere Terrasse, die dann nach der schmalen alluvialen Talsohle abfällt (rechter Bildrand). Hier ist deutlich zu erkennen, wie das Tal sich in drei Etappen, von Westen nach Osten folgend, immer tiefer eingegraben hat, denn die Ausbildung der beiden Einsattelungen zeigt klar, daß sie von überlaufendem Wasser erzeugt worden sind.

In seinem weiteren Verlauf weist das Grieseltal noch mehrfach enge, nischenartige Ausbuchtungen auf, die vielfach von sehr steilen Hängen umschlossen werden, wie z. B. besonders am Höllengrund-Teich. Nach einer starken Einschnürung unmittelbar bei Krämersborn erweitert es sich zu einem mehr als 500 m breiten Becken, das nach Süden zu sich wieder auf etwa 200 bis 250 m verengert.

Bei seinem Eintritt in das Urstromtal löst sich das Grieseltal in ein System von schmäleren und breiteren Rinnen und größeren und kleineren Becken auf, die z. T. von Seen erfüllt sind, und aus denen vielfach größere und kleinere, höhere und flachere Talsandinseln herausragen. Daneben treten

in größerer Zahl kleine kesselförmige Senken auf. Die Böden der Rinnen und Becken gehen noch heute vielfach in einander über, und an anderen Stellen zeigen rinnenförmige Einsattelungen in der Talsandebene, daß sie, ebenso wie eine Anzahl der kesselförmigen Senken ursprünglich untereinander in Verbindung gestanden haben. Im Süden verfließt dann dieses Rinnen- und Beckensystem allmählich in das heutige Odertal.

Wie bereits gesagt, besteht der Boden des Grieseltals in seinem Quellgebiet aus feinkörnigem Sand, auf den sich unmittelbar südlich von Griesel eine Torfdecke legt, die nach Süden zu allmählich immer mehr an Mächtigkeit zunimmt und einen Höchstbetrag von etwa 7,5 m erreicht. Hierbei vollzieht sich aber die Mächtigkeitszunahme nicht ununterbrochen gleichmäßig, sondern an mehreren weit auseinander liegenden Stellen hebt sich der unterlagernde Sand hoch heraus und kommt zuweilen bis auf wenige Dezimeter nahe an die Oberfläche. Bei der Hintermühle ragt er sogar, wie bereits gesagt (S. 404) bis über diese hinaus. Durch diese die ganze Talbreite überquerenden Schwellen wird also das Tal in mehrere große Becken mit verschiedener Torfmächtigkeit zerteilt.[3])

Während der nördliche Teil des Grieseltals also lediglich von Torf mit unterlagerndem Sand erfüllt ist, besteht im südlichen Talabschnitt südlich von Krämersborn nur der obere Teil der Ausfüllung aus Torf, während unter diesem eine mächtige Folge von wechselnden, verschieden mächtigen Schichten von kalkigem Faulschlamm, Faulkalk und Wiesenkalk liegt. Immerhin erreicht der Torf auch hier noch stellenweise Mächtigkeiten bis zu 6 m, während die unterlagernde Schichtenfolge bis zu 5,5 m anschwillt. Die Gesamtmächtigkeit beider Ablagerungen beträgt im Höchstfalle etwa 9,5 m. Hierbei konnte festgestellt werden, daß sowohl beim Torf allein, wie bei der Überlagerung von Torf auf Faulschlamm, Faulkalk und Wiesenkalk schon wenige Meter seitlich des Talrandes sehr große Mächtigkeiten vorhanden sind, woraus hervorgeht, daß das Tal bis auf seinen ursprünglichen Grund sehr steilwandig eingeschnitten ist.

In einigen, an verschiedenen Stellen entnommenen Proben von Faulschlamm und Faulkalk sind von R. Potonié in weit überwiegender Anzahl Pollen von *Pinus* und daneben solche von *Betula, Quercus, Alnus, Ulmus, Corylus, Typha, Gramineen, Compositen, Polypodium* und *Aspidium* sowie an Diatomeen *Synedra capitata* und *Cyclotella operculata* bestimmt worden. Der Gehalt an kohlensaurem Kalk betrug in zwei Fällen 48,82 und 85,9%. Im Wiesenkalk wurde von Th. Schmierer *Valvata (Cincinna) piscinalis antiqua* Sow. festgestellt.[4])

Was die Tiefenverhältnisse des Grieseltals betrifft, so liegt sein heutiger Talboden im Bereich der westlich angrenzenden Sanderebene etwa 30—35 m

3) Nähere Angaben über die Torfmächtigkeiten an den einzelnen Stellen des Tals und die Lage der Bodenschwellen können aus bestimmten Gründen nicht mitgeteilt werden. Außerdem waren diese nicht überall zu ermitteln, da der Abschnitt zwischen dem Schlangenteich und dem Schneideteich wegen der Anstauung zu Fischzuchtzwecken unbetretbar ist. Die in diesem Abschnitt liegenden Teiche, Hammer-, Neuer-, Schulzen- und Schneideteich sind künstlich angestaute Fischteiche.

4) Eine systematische Untersuchung dieser Ablagerungen auf Pollen, Diatomeen und Conchylien steht noch aus.

tiefer als diese, während es im Urstromtal entsprechend der stärkeren Neigung dieses an seinem nördlichen Rande etwa 9 m, am südlichen Rande etwa 4 m unter diesem liegt. Berücksichtigt man die Mächtigkeiten der alluvialen Talausfüllung durch Torf, Faulschlamm, Faulkalk und Wiesenkalk, so ergibt sich, daß der ursprüngliche Boden des Grieseltals in seinen tiefsten Teilen etwa 45 m tiefer als die westlich angrenzende Sanderebene liegt. Die im Bereich des Urstromtals liegenden Seen stellen lokale Auskolkungen dar, die z. T. noch unter die ursprüngliche Talsohle hinabreichen, wie z. B. im Joting-See mit einer größten Tiefe von 12 m und im Gelud-See mit einer solchen von 36 m.

Der zweite große Talzug unseres Gebietes beginnt etwa 2 km südlich von Griesel mit dem durchschnittlich 400 m breiten Kalksee, der allseitig von hohen, steilen Hängen umrahmt wird, die im Norden bis zu rund 20 m, im Süden bis 25 m über dem Seespiegel ansteigen, während sie im Westen und Osten Höhen von 30 bzw. 35 m über dem Seespiegel erreichen (vgl. Taf. 40, Abb. 1).

Zwischen dem Nordende des Kalksees und dem den nördlichen Teil des Grieseltals bildenden weiten Talkessel erstreckt sich ein 500 m breites Gebiet, das im allgemeinen 15 m tiefer als die östlich angrenzende, von der Ulbersdorf—Blankfelder Endmoräne herabkommende Sanderfläche mit der Kolonie Augustenhöhe liegt. Dieses ziemlich ebenflächige Gebiet enthält eine größere Anzahl von flachen kessel- und rinnenförmigen Senken, die aber im allgemeinen nicht zu fortlaufenden, tiefer eingeschnittenen Kesselrinnen angeordnet sind, sondern lediglich durch flache rinnenförmige Einsattelungen im Gelände untereinander in Verbindung stehen. Nur im westlichen Teile ist es zur Ausbildung einer derartigen tiefen Kesselrinne gekommen, die in einem geringen Abstand vom Nordwestrand des Kalksees verläuft und in die nischenartige Ausbuchtung an dessen Westrand einbiegt.

Am nördlichen Ende des Kalksees mündet eine weitere tiefe Kesselrinne ein, die sich aus einer langgestreckten, breiten Senke östlich von Augustenhöhe entwickelt und auf kurze Entfernung unmittelbar am Osthange der Augustenhöher Sanderfläche verläuft. In ihrem südlichen Teil gabelt sie sich in zwei Äste, von denen der westliche, wie gesagt, unmittelbar in den Kalksee einmündet, während der östliche dessen Ostufer in kurzer seitlicher Entfernung begleitet und erst in seinem südlichen Teil in ihn einmündet.

In seiner Bodengestaltung erweist sich der Kalksee ebenfalls als ein besonders breiter und tief eingesenkter Teil einer Kesselrinne, in die zwei vom nördlichen und vom nordöstlichen Ende des Sees herabkommende Einsattelungen einmünden. Auf ihrem Grunde liegen im westlichen Teil des Sees zwei kleine Kessel, die 22 bzw. 23 m tief unter den Seespiegel hinabreichen und durch eine 3 m hohe Barre voneinander getrennt sind. Während der westliche Hang der Rinne sehr steil ansteigt, ist der östliche wesentlich flacher abgeböscht. Der westliche steile Anstieg setzt sich im südlichen Teile auch über den Seespiegel fort, und als Folge davon ist hier ehemals ein Bergrutsch erfolgt, bei dem ein größerer Teil des Hanges in den See hineingewandert ist. Dies ist noch heute daran zu erkennen, daß mit den abgerutschten Massen mehrere große Eichen in die Tiefe gerissen worden sind, die teils aufrecht, teils halb umgefallen, etwa 75 m vom Ufer entfernt auf dem Seegrunde stehen und mit ihren Ästen und Zweigen bis an die Wasseroberfläche reichen.

Die Sichttiefe des außerordentlich klaren Seewassers ist sehr erheblich und wird noch dadurch erhöht, daß auf dem Grunde des Sees reinweißer Wiesenkalk zum Absatz gelangt ist, der auch die in den See hineingerutschten Eichen vollständig umkrustet hat. Die verlandeten Teile der Ufer des Sees bestehen z. T. aus einer von Wiesenkalk unterlagerten dünnen Torfdecke, z. T. aus Faulschlamm.

Die Kesselrinne des Kalksees setzt sich nach Süden in zwei Ausläufern fort, von denen der westliche, steiler ansteigende auf die nach Südwesten vorgelagerte, verlandete Ausbuchtung des Sees gerichtet ist, während der östliche flachere in das Südostende des Sees verläuft, wo er sich in einer schmalen, in den Seehang eingegrabenen, steil ansteigenden Rinne fortsetzt.

Vom Südwestrande des Kalksees an nimmt der mittlere Talzug seinen weiteren Verlauf in der bereits erwähnten verlandeten Ausbuchtung und sodann in einer tieferen Einsattelung, die seinen Südhang überquert und durch einen künstlich angelegten Graben vertieft ist. Sie mündet in ein kleines verlandetes Becken ein, das seinerseits wiederum aus zwei kleinen Kesseln von 3 bzw. 2,6 m Tiefe besteht, die durch einen 1,5 m hohen Riegel voneinander getrennt sind.

Die nächste Senke des Talzuges bildet der nördliche Teil des Zeidelteichs, der eine dreifache Verbindung mit dem eben genannten kleinen Becken besitzt und zwar in der westlichen Ecke des Nordrandes durch die nach Norden verlaufende Rinne und einen auf der Höhe liegenden flachen Kessel mit den sie verbindenden Einsattelungen, in der östlichen Ecke des Nordrandes unmittelbar durch eine schmale, tiefe Rinne und am Ostrand durch einen tiefen, vertorften Kessel mit einer nach Norden sich anschließenden Rinne und eine von dem nördlichen Becken ausgehenden Rinne, die ebenfalls durch Einsattelungen miteinander verbunden sind.

Das Zeidelteichbecken ist ebenfalls vollkommen verlandet und mit mindestens 6 m mächtigen Torf- und Faulschlammassen erfüllt. (Die Wasserflächen in ihm wie in allen anderen Teichen sind zu Fischzuchtzwecken künstlich angestaut.) Über seine Ausbildung im einzelnen ist nichts bekannt, da es wegen der schlammigen Beschaffenheit der Oberfläche, auch wenn der Teich abgelassen ist, unbetretbar ist. Immerhin deuten die beiden in dem Teich liegenden Inseln darauf hin, daß der nördliche Teil ein geschlossenes Becken für sich ist, das durch eine Barre, die in den beiden Inseln über die Oberfläche hinausragt, von dem südlichen, rinnenartigen Teil getrennt ist. Auch über dessen Gestaltung, ob er ein einziges, langgestrecktes Becken bildet, oder, was wahrscheinlicher ist, ebenfalls aus mehreren Kesseln besteht, konnte nichts ermittelt werden.

Den südlichen Abschluß des Zeidelteichbeckens bildet ein 200—300 m breiter kuppiger Riegel, der in seinem höchsten Punkt 20 m über dem Teichspiegel liegt. In seinem westlichen Teil wird er von einer tiefen, breiten Rinne durchschnitten, die noch durch einen Graben künstlich vertieft ist und eine unmittelbare Verbindung zwischen dem südlichen, schlauchartigen Teil des Zeidelteichbeckens und dem nächstfolgenden Becken des Mätschteichs bildet. Daneben finden sich in dem Riegel eine größere Anzahl von kessel- und rinnenförmigen Senken, die untereinander nach verschiedenen Richtungen hin durch flache Einsattelungen verbunden sind, wodurch außer der durchgehenden tiefen Rinne noch eine mehrfache Verbindung zwischen den beiden Becken

vorhanden ist. An der südlichen Abdachung des Riegels liegen übereinander zwei deutlich ausgeprägte Hohlkanten, die alte Uferlinien darstellen und die stufenweise Einsenkung des südlich davorliegenden Beckens zeigen.

Das Mätschteichbecken ist mit mächtigen Torf- und Faulschlammmassen erfüllt, die in einer größten Mächtigkeit von 7,5 m festgestellt worden sind. Ob es sich hier um ein einheitliches Becken oder um mehrere solcher handelt, konnte nicht mit Sicherheit ermittelt werden, da der Teichboden nicht überall betretbar ist, doch hat es den Anschein, daß das erstere der Fall ist, da die größten Torf- und Faulschlammächtigkeiten gerade in dem mittleren Teil erbohrt worden sind.

Unmittelbar an das Mätschteichbecken schließt sich die langgestreckte, im Durchschnitt 300 m breite Senke an, in der der Hungerteich und der Kleine Kalkteich liegen, und die ebenfalls mit mächtigen Torf- und Faulschlammassen erfüllt ist. Es konnte hier nachgewiesen werden, daß diese Senke aus mehreren Becken von verschiedener Tiefe besteht, die durch ebenfalls verschieden hohe Barren voneinander getrennt sind, die aber mit ihrem Kamm stets noch mehrere Meter unter der Torfoberfläche bleiben. An Beckentiefen wurden hier u. a. 5,2 m, 8,5 m und mehr als 10 m festgestellt.[5]) Demnach stellt diese Senke also ebenfalls eine breite, tiefe Kesselrinne dar.

Nahe ihrem Südende zweigt von ihr nach Südwesten und dann nach Westen umbiegend die als Langer Hals bezeichnete, anfänglich 100 m breite und sich bis auf 50 m verengernde Rinne ab, die in das Grieseltal einmündet. Sie wird beiderseits von 25—30 m hohen, außerordentlich steilen Hängen (vgl. Taf. 38, Abb. 2) eingefaßt. Die Mächtigkeit des sie erfüllenden Torfes zeigt, daß sie nicht bis zu der Tiefe des ursprünglichen Grieseltalbodens und des im Kleinen Kalkteich liegenden Kessels ausgefurcht ist, sondern eine diese voneinander trennende Barre ist. Immerhin beträgt ihre Torfmächtigkeit mehrere Meter.

Der östlichste Talzug beginnt mit dem Becken des Grenzteichs, der allseitig von steilen Hängen umrahmt wird, die in der unmittelbaren Umgebung bis zu 30 m über die Beckenoberfläche ansteigen. An seinem Nordostende hat das Becken durch eine flache Einsattelung Verbindung mit der oben erwähnten (S. 407) schmalen Rinne, die sich vom Südostende des Kalksees in den davorliegenden Hang hineinzieht. Außerdem führen von einer größeren Anzahl an den Hängen liegender Kessel, die später zu erwähnen sind, rinnenförmige Einsattelungen in das Becken hinab. Die Ausfüllung des vollkommen verlandeten Beckens besteht aus Torf, der in einer Mächtigkeit bis zu 7,5 m festgestellt werden konnte.

Im Süden ist dem Becken ein 6—10 m hoher Riegel vorgelagert, der an der östlichen Seite von einer breiten Rinne durchschnitten ist, die ebenfalls mit Torf, aber nur in sehr geringer Mächtigkeit erfüllt ist. Im mittleren Teil zieht sich von dem Becken eine schmale, kurze Rinne in den Hang hinein, die sich mit einer Einsattelung mit dazwischenliegendem kleinen Kessel über den Riegel hinüber fortsetzt. Und ebenso zieht sich an der westlichen Seite des Riegels eine Rinne vom Beckenboden bergaufwärts, an die sich ebenfalls eine nach Süden führende Einsattelung anschließt.

5) Vgl. Anmerkung 3 auf S. 405.

Diese drei Verbindungswege münden in das Becken des Schwarzen Teichs, der das Nordende einer etwa 100—150 m breiten rinnenförmigen Senke, in der der Quellteich und der Große Kalkteich liegen, bildet. Diese mit Torf und Faulschlammassen erfüllte Senke besteht ebenfalls aus mehreren Kesseln mit sehr verschiedenen, bis mehr als 10 m betragenden Tiefen und dazwischen liegenden Barren, die bis zu 2,5 m unter der Oberfläche ansteigen. An ihrem Südende vereinigt sich die Senke in dem hufeisenförmigen, durch einen künstlich aufgeschütteten Damm in zwei Teile (Großen und Kleinen) geteilten Kalkteich mit dem mittleren Talzug (vgl. Taf. 38, Abb. 1).

Ebenfalls an seinem südlichen Ende hat der östliche Talzug im Katerslug einen nach Südosten gerichteten, schlauchartigen Ausläufer, der durch einen Geländevorsprung in zwei Becken geteilt wird, die durch einen schmalen Durchlaß miteinander in Verbindung stehen. An seiner südöstlichen Spitze endigt dieser Ausläufer blind gegen ein ziemlich stark ansteigendes Gelände und steht hier durch einige Einsattelungen lediglich in Verbindung mit einer Reihe im Süden vorgelagerter kleiner rinnen- und kesselförmiger Senken.

Etwa 600 m südlich der Kalkteichsenke liegt, rings umgeben von steil ansteigenden Hängen, der Krämersborner See, der nach seiner Bodengestaltung ebenfalls einen Teil einer Kesselrinne darstellt und in seiner südlichen Hälfte nahe dem Westrande eine größte Tiefe von 7,5 m besitzt. Von hier aus zieht sich am Seegrunde nach Norden eine bogenförmig verlaufende Einsattelung hin, die vom nördlichen Seende an eine Fortsetzung in einer schmalen vertorften Rinne hat, die über zwei kleine Kessel und sie verbindende Einsattelungen mit dem Südende der Kalkteichsenke in Verbindung steht. Ebenso zieht sich von dem tiefsten Teile des Sees eine stärker ansteigende Einsattelung nach dem Südende des Sees, an den sich ebenfalls eine nach Süden verlaufende vertorfte Rinne anschließt, die durch Einsattelungen mit einigen kleinen vorgelagerten Kesseln verbunden ist. Diese stehen zwar heute nicht mehr mit dem Grieseltal in Verbindung, wohl aber weisen beiderseits des südlichen Endes des Sees und seiner nach Süden gerichteten Fortsetzung am Gehänge in verschiedener Höhenlage auftretende Hohlkanten, deren Verlauf auf die Verengerung des Grieseltals bei Krämersborn gerichtet ist, auf einen ehemaligen Zusammenhang des Grieseltals mit dem Krämersborner See und über diesen auf dem geschilderten Wege mit dem östlichen Talzug hin.

Am südwestlichen Ende des Kalkteichs und am Rande des südöstlichen Teils des Katerslugs finden sich terrassenartige, ebene Flächen, und zwar in zwei, mehrere Meter übereinanderliegenden Stufen. Offenbar handelt es sich hier um ehemalige Beckenbildungen, die ebenso wie die bereits erwähnten, an Hängen auftretenden Hohlkanten auf eine stufenweise Eintiefung der Becken hindeuten.

In der Umrandung des östlichen und des südlichen Teiles des mittleren Talzuges kommen an einer großen Anzahl von Stellen Ablagerungen von kohlensaurem Kalk vor. Sie bilden an den Hängen meist kleine terrassenförmige Vorsprünge von wenigen Metern Breite und Länge, die einige Meter über dem heutigen Grundwasserspiegel liegen. Die Mächtigkeit des Kalks beträgt durchweg etwa 1 m. Er besteht aus einer feinpulvrigen, schichtungslosen Masse, die durch Eisengehalt gelblichweiß bis reingelb gefärbt ist. In größerer Menge enthält er einige Millimeter große, hohle Inkrustationen von nicht bestimmbaren Wurzelröhrchen und anderen kleinen Pflanzenteilen, sowie

hin und wieder Characeenfrüchte und winzige unbestimmbare Bruchstücke von Conchylien. Der Gehalt an kohlensaurem Kalk beträgt nach K. Utescher an folgenden Fundorten:

Westseite des Kleinen Kalkteichs, 300 m nördlich vom Blockhaus	82,54%
Südostecke des Großen Kalkteichs	97,70%
Nordwestende des Kleinen Kalkteichs	89,28%
Weg Krämersborner See-Quellteich, am Katerslug, gelber Kalk .	96,68%
ebendort, oberste, humose Schicht	77,39%
Insel südlich des Dammes zwischen Hunger- und Kalkteich . . .	62,00%

Nach der Art des Auftretens und der Ausbildung handelt es sich hier um Absätze aus Quellen, die am Fuße der Hänge austraten, und deren Wasser infolge Auslaugung der von ihnen durchflossenen Sandschichten doppeltkohlensauren Kalk gelöst enthielten, der an der Luft in kohlensauren Kalk und Kohlensäure zerfiel. Außer der genannten Form des Auftretens am Gehänge findet sich der Kalk an der Südseite des Schwarzen Teichs und nördlich und südlich des künstlichen Dammes zwischen Hungerteich und Kleinem Kalkteich in kleinen flachen Inseln (vgl. Taf. 40, Abb. 2), die sich wenig über die Torfoberfläche erheben. Sie bestehen aus feinkörnigem Sand, der eine 1 m mächtige Kappe von kohlensaurem Kalk trägt. In diesen Fällen handelt es sich um Quellkuppen, die dadurch entstanden sind, daß am Grunde der Becken austretende, unter schwachem artesischem Druck stehende Quellen den mitgerissenen Sand fallen ließen, der sich zu flachen Kuppen aufhäufte. Als diese dann die Oberfläche des die Becken erfüllenden Wassers erreichten, schied sich aus dem Quellwasser, das nun in der Höhe des Grundwasserspiegels ruhig ausfloß, unter der Einwirkung der atmosphärischen Luft der kohlensaure Kalk ab.

In den meisten Fällen liegt der Quellkalk unverändert an der Tagesoberfläche und besitzt in seiner ganzen Mächtigkeit ein gleichmäßiges Aussehen. Nur an einigen Stellen ist er oberflächlich stark humifiziert und zeigt infolgedessen ein in verschiedene Horizonte gegliedertes Bodenprofil. So war in dem kleinen Vorkommen an der Südwestseite des Katerslugs unmittelbar südlich des die Mitte des Beckens überquerenden Weges in einer kleinen Grube folgendes Profil zu beobachten:

0,30 m	stark humoser Kalk
0,20 m	weißlichgrauer Kalk mit Zapfen, Streifen und Flecken von Humus und Rostflecken,
0,10 m	fast rein gelber Kalk,
0,05 m	gelber Kalk mit weißen Flecken,
0,15 m	gelber Kalk mit schwarzen Manganflecken,
0,30 m	dunkelbrauner Kalk mit vielen weißen, von Mangan umrahmten Flecken und stark verhärteten Manganknollen.
	darunter stark mangan- und eisenfleckiger, weißer Feinsand.

Nach der ganzen Ausbildung des Profils handelt es sich hier offenbar um eine starke Podsolierung.

In diesem Vorkommen tritt nun gleichzeitig eine ziemlich reichhaltige Conchylienfauna auf. Zu ihrer Bestimmung wurde das Profil in fünf Zonen geteilt und aus jeder eine gleich große Menge Kalk ausgeschlämmt, wobei sich ergab, daß die

1. Zone (—0,30 m) sehr viel Conchylien und pflanzliche Reste, die
2. Zone (—0,50 m) erheblich weniger Conchylien und pflanzliche Reste, die
3. Zone (—0,70 m) nur vereinzelte Conchylien, viele inkrustierte Wurzelröhrchen, die
4. Zone (—0,80 m) } keine Conchylien, viele inkrustierte Wurzelröhrchen
5. Zone (—1,10 m) }

enthielt. Die von Th. Schmierer durchgeführte Bestimmung der Conchylien ergab:

(hh = sehr häufig, h = häufig, zs = ziemlich selten, s = selten)

	1. Zone	2. Zone	3. Zone
Valvata (Valvata) cristata Müll.	2	—	—
Carychium minimum Müll.	2	s	—
Succinea (Hydrophyga) oblonga Drap.	—	1	—
Cochlicopa lubrica (Müll.)	hh	h	h
Truncatellina cylindrica (Fér.)	zs	s	—
Vertigo (Vertigo) antivertigo Drap.	1	—	—
Vertigo pygmaea quadridentata West.	h	h	—
Vertigo (Vertigo) pusilla Müll.	zs	s	—
Vertigo (Vertilla) angustior Jeffr.	s	s	—
Pupilla (Pupilla) muscorum (L.) (häufigste Art)	hh	hh	—
Vallonia Pulchella (Müll.)	hh	h	zs
Vallonia costata (Müll.)	hh	hh	h
Punctum (Punctum) pygmaeum (Drap.)	1	—	—
Vitrea (Vitrea) contracta West.	1	—	—
Retinella (Aegopinella) pura (Ald.)	—	1	—
Retinella (Perpolita) radiatula (Ald.)	1	1	—
Zonitoides (Zonitoides) nitidus (Müll.)	—	1	—
Agriolimax sp.	—	1	—
Euconulus (Euconulus) fulvus (Müll.)	2	1	1
Trichia (Trichia) hispida L.	—	1	—

Hierzu schreibt Th. Schmierer: „Die Fauna besteht mit einer Ausnahme (*Valvata cristata* Müll.) nur aus Landmollusken. Zone 1 ist am reichsten, Zone 3 am ärmsten, sowohl an Individuen als auch an Arten; doch ändert sich der Charakter der Fauna kaum. Diese entspricht vollkommen der heute noch lebenden. Ausgestorbene oder auch nur lokal erloschene Formen fehlen.

Die einzige Wasserschnecke, *Valvata cristata* ist sehr anspruchslos und lebt auch in ganz kleinen, gelegentlich austrocknenden Quelltümpeln. Die Landschnecken sind vorwiegend Ubiquisten, leben auf feuchtem wie auf trockenem Untergrund. Feuchtigkeitsliebend ist *Zonitoides nitidus* und *Vertigo antivertigo*, andererseits bevorzugen *Succinea oblonga* und *Truncatellina cylindrica* trockenes Gelände, letztere ist sogar ausgesprochen wärmeliebend und lebt nur an sonnenbeschienenen Hängen.

Der auffallende Mangel an Wasserschnecken spricht dafür, daß während der Ablagerung des Quellkalks das Molluskenleben recht arm war. Die Be-

siedlung durch die Landschnecken erfolgte in verhältnismäßig trockenen und warmen Perioden in jungalluvialer, vermutlich postatlantischer Zeit. Zone 1 trägt sogar durchaus Gegenwartscharakter."

Auch in der südlichen der beiden Quellkuppen nördlich vom Kalkteich wurden in der humosen Schicht einige Fossilien festgestellt, von denen Th. Schmierer bestimmte:

Cochlicopa lubrica (Müll.)
Pupilla (Pupilla) muscorum (L.)
Vallonia costata (Müll.)
Ostrakoden (Muschelkrebschen).

Aus alledem ergibt sich, daß die Humifizierung und Herausbildung des Bodenprofils erst in recht junger Zeit vor sich gegangen ist, und daß die Einwanderung der Fauna offenbar im engsten Zusammenhang mit diesen Vorgängen gestanden hat, da sie auf die mehr oder weniger humifizierten Teile der Ablagerung beschränkt ist und in den anderen Vorkommen, die keine Humifizierung der obersten Teile aufweisen, außer den wenigen, kleinen, unbestimmbaren Bruchstücken keinerlei Conchylien vorhanden sind.

Faßt man das bisher Gesagte zusammen, so ergibt sich, daß die drei unser Gebiet beherrschenden Talzüge langgestreckte, breite Kesselrinnen darstellen, die bis auf die beiden Seebecken des Kalksees und des Krämersborner Sees sowie der im Bereich des Urstromtals liegenden Seen vollkommen vertorft sind, und deren heutige Oberfläche in der Höhe des Grundwasserspiegels liegt. Demzufolge tritt auch in ihrem ganzen Verlauf an sehr vielen Stellen das Grundwasser in Form mehr oder weniger starker Quellen an ihren Rändern und an ihrem Boden zutage.

Zwischen dem Grieseltal und dem mittleren Talzug mit dem dem Kalksee nach Norden vorgelagerten eingesenkten Gebiet liegt ein langgestreckter hoher Wall, der an der breitesten Stelle eine Basisbreite von 450 m, an der schmalsten eine solche von nur 250 m besitzt, während sein Kamm oft nur wenige Meter breit ist. Er fällt nach beiden Seiten hin sehr steil ab, und eine Folge davon ist, daß an seinen Flanken größere Massen abgerutscht sind, wie es namentlich im südlichen Teil der westlichen Flanke, am Schulzenberg, an der Oberflächengestaltung deutlich zu erkennen ist. Die Oberfläche des Walles liegt im nördlichen Teil in der gleichen Höhe wie die westlich und östlich des ganzen Gebiets liegenden, korrespondierenden Sanderflächen, im südlichen Teil einige Meter tiefer als diese.

Im nördlichen Teil des Walles finden sich sowohl auf seiner Höhe wie an seinen Flanken eine große Anzahl reihenförmig angeordneter, mehr oder weniger tiefer Kessel, die z. T. wie östlich der Vordermühle eine tiefer eingesenkte, fortlaufende Kesselrinne bilden, z. T. nur durch flache Einsattelungen untereinander in Verbindung stehen. Daneben kommen aber auch in größerer Zahl vollkommen isolierte Kessel vor. Außerdem ziehen sich von dem Kamme zahlreiche in das Gehänge eingeschnittene Rinnen hinab, die aber vielfach nicht bis auf den anschließenden Talgrund hinabreichen, sondern mehr oder weniger hoch am Hange aufhören und sich abwärts nur in einer flachen Einsattelung fortsetzen.

An den Hängen des Walles finden sich an mehreren Stellen in verschiedener Höhenlage deutlich ausgeprägte Hohlkanten, die z. T. auf größere Strecken hin zu verfolgen sind und auf eine stufenweise Eintiefung der Talzüge hinweisen.

Oberhalb des Kalksees ist dem Wall ein schmaler, etwa 500 m langer Os aufgesetzt, der in seinem höchsten Punkt eine Höhe von 8 m besitzt und allseitig scharf umgrenzt ist.

Zwischen dem mittleren und dem östlichen Talzug liegt ein wallartiger Rücken, der eine Basisbreite von etwa 300—350 m besitzt, und sich an seinem südlichen Ende, im Mittelberg, bis auf eine Breite von 130 m verschmälert. Hier ist er im Kalkteich durch zwei Senken unterbrochen und setzt sich in den beiden aus dem Teich herausragenden Inseln fort. Sein schmaler, 20—60 m breiter Kamm liegt ungefähr in derselben Höhe wie die östliche Sanderfläche oder nur wenige Meter tiefer als diese. Die größte Erhebung bildet ein westlich vom Schwarzen und Quell-Teich liegender, in seinem südlichen Teil auf eine kurze Strecke unterbrochener Os, der dem Rücken aufgesetzt ist und eine Höhe von 91 m über NN erreicht. Im nördlichen Teil treten auf dem Rücken eine Anzahl kleiner kesselförmiger Senken auf, die nach verschiedenen Richtungen durch Einsattelungen miteinander verbunden sind, während im südlichen Teil nur einige wenige vereinzelte Kessel vorhanden sind. Daneben ziehen sich über die ganze Breite des Walles von einem Talzug zum andern mehrere Einsattelungen hin, in denen einige kessel- und rinnenförmige Senken liegen. An den beiden Flanken des Rückens wie an seiner nach Süden gerichteten Abdachung finden sich an mehreren Stellen scharf ausgeprägte Hohlkanten, die wiederholt auf größere Strecken hin zu verfolgen sind und ungefähr die gleiche Höhenlage besitzen, so daß auch hier die stufenweise Eintiefung der Talzüge erkennbar ist. Sie tritt sehr schön hervor, wenn man die Silhouette des Rückens vom westlichen Ufer des Kleinen Kalkteichs aus betrachtet.

Das im Westen vom Langen Hals und dem Grieseltal, im Osten vom Katerslug, dem Krämersborner See und seinem südlichen, auf Krämersborn gerichteten Ausläufer begrenzte Gebiet bildet einen im Norden sehr breiten, nach Süden sich stark verschmälernden Rücken, der durch eine größere Anzahl kessel- und rinnenförmiger Senken mit den sie in verschiedenen Richtungen verbindenden Einsattelungen stark zerschnitten ist und dadurch in einzelnen Teilen ein lebhaft kuppiges Gepräge erhalten hat. Seine Oberfläche liegt in den kuppigen Gebieten ebenso hoch wie die korrespondierenden westlichen und östlichen Sanderflächen, in den ebeneren Gebieten einige Meter tiefer als diese. Namentlich der westliche Hang nach dem Grieseltal zu ist durch zahlreiche schmälere und breitere, tiefer und flacher eingeschnittene Rinnen stark zerschlitzt.

Der östliche Hang des ganzen Talsystems, beginnend am Südende der Augustenhöher Sanderfläche und fortlaufend bis zum Nordrande des Urstromtals steigt fast überall sehr steil an und erreicht in geringer seitlicher Entfernung von den Talzügen rasch ungefähr die Höhe der östlichen Sanderfläche. Nur südöstlich und südlich vom Krämersborner See ist der Anstieg etwas flacher und der Hang demgemäß breiter.

Über seine ganze Länge hin liegen an ihm in sehr großer Anzahl meist kesselförmige Senken von sehr verschiedener Größe und Tiefe so zwar, daß solche von wenigen Metern Durchmesser und wenigen Dezimetern Tiefe und

solche von erheblicherer Größe und mehreren Metern Tiefe vollkommen regellos oft dicht nebeneinander liegen. Sie sind mehrfach zu mehr oder weniger tief eingeschnittenen Kesselrinnen angeordnet, die am Hang übereinander liegen, so daß dieser dadurch einen terrassenartigen Aufbau erhält. Am besten sind diese Verhältnisse oberhalb des Grenzteichs und vor allem des Großen Kalkteichs ausgeprägt. Die Kesselrinnen endigen nach kürzerem oder längerem Verlauf sämtlich in einem der großen Talzüge. Aber auch die anderen regellos verstreuten Kessel sind in der verschiedenartigsten Weise durch Einsattelungen miteinander verbunden, die ebenfalls vielfach über den Hang hinab in einen der Talzüge verlaufen. Ihrer Verbreitung nach sind die Kessel am häufigsten im nördlichen Teil des Hanges, während sie im südlichen Teil wesentlich spärlicher und z. T. auch vereinzelt ohne verbindende Einsattelungen auftreten. Der tiefste in diesem Gebiet beobachtete Kessel findet sich westlich oberhalb des Nordendes des Joting-Sees. Er liegt mit seiner heutigen Sohle etwa 25 m tiefer als die unmittelbar nördlich vorgelagerten Höhen und ist mit mehr als 10 m Torf erfüllt, so daß seine Gesamttiefe also mindestens 35 m beträgt.

Etwa in der Höhenlage der östlichen Sanderfläche findet sich an dem Steilhang eine Geländekante, die oft auf größere Strecken hin besonders scharf ausgeprägt ist. Über ihr folgt ein mehr oder weniger hoher, häufig noch steiler abgeböschter Anstieg, der zu einem meist besonders stark bewegten Gelände überleitet. Dieses bildet im allgemeinen einen bald breiteren, bald schmäleren Höhenrücken, der sich am Südende des östlich von Augustenhöhe gelegenen Kaupenlugs beginnend in sanft gewundenem Verlauf bis zu dem unmittelbar nördlich vom Joting-See gelegenen Eulenberge mit der Höhe 85,4 erstreckt. In seinem nördlichen Drittel schwankt seine Breite zwischen 900 und 500 m, in den übrigen Teilen zwischen 500 und 200 m; unmittelbar nördlich vom Eulenberge geht sie sogar bis auf 50—80 m zurück. Im Westen grenzt der Rücken, wie bereits gesagt, mit einer meist deutlich ausgeprägten Geländekante an die Augustenhöher Sanderfläche und den östlichen Steilhang des Talzugsystems an. Im Norden wird er von einer ebenfalls ziemlich deutlich erkennbaren Linie begrenzt, die vom Südende des Kaupenlugs östlich von Augustenhöhe nach dem später zu erwähnenden östlich vorgelagerten Os mit der Höhe 106 verläuft, während er im Osten bis an diesen Os bzw. in dessen Unterbrechungen an die östliche Sanderfläche und im südlichen Teil ebenfalls meist deutlich abgesetzt bis an eine teilweise sehr breite Abdachung der östlichen Sanderfläche nach dem Grieseltal zu reicht.

Im Norden ist dem Höhenrücken ein Gebiet vorgelagert, das sich zwischen den südlichen Ausläufer der Ulbersdorf—Blankfelder Endmoräne mit dem in seiner südlichen Fortsetzung liegenden Kaupenlug einerseits und dem östlich vorgelagerten Os andererseits einschiebt. Es enthält eine größere Anzahl von teils langgestreckten, rinnenförmigen, teils größeren und kleineren, kesselförmigen Senken, die z. T. zu mehr oder weniger tief eingeschnittenen Kesselrinnen angeordnet, z. T. ebenfalls wieder nur durch flache Einsattelungen im Gelände untereinander und mit den Kesselrinnen verbunden sind. Dadurch erhält das Gebiet, besonders in seinem südlichen Teil, ein stark kuppiges Gepräge, das noch dadurch erhöht wird, daß in ihm mehrere, scharf umgrenzte Os-artige Kuppen auftreten, die über das allgemeine Niveau hinausragen. Dieses liegt um einige Meter tiefer als die benachbarten Sanderflächen.

In seinem nördlichen, breiteren Teile enthält der Höhenrücken mehrere Hundert vorwiegend kesselförmige, seltener rinnenförmige Senken, die in ihren Größenverhältnissen sowohl der Tiefe wie auch dem Durchmesser nach außerordentlich verschieden und in dieser Beziehung vollkommen regellos verteilt sind. Bald liegen sie auf engem Raume dicht gedrängt beieinander, bald wieder weiter voneinander entfernt. Mehrfach sind sie zu tief eingeschnitten, zuweilen mehrere Kilometer langen, meist nordsüdlich verlaufenden Kesselrinnen angeordnet, während sie in anderen Fällen wieder nur durch flache Einsattelungen im Gelände untereinander, mit den Kesselrinnen und den Senken in den angrenzenden Gebietsteilen in Verbindung stehen.

Im mittleren Teil, östlich vom Grenzteich beginnend, nehmen die Senken stark an Häufigkeit ab, im übrigen zeigt sich aber auch hier sowohl in bezug auf ihre Größenverhältnisse wie ihre Anordnung dasselbe Bild wie im nördlichen Teil. Die tiefste in diesem Gebiet wie überhaupt auf dem Höhenrücken vorhandene Senke liegt im Jagen 22, südlich vom Höhenpunkt 57,0 (vgl. Taf. 41, Abb. 1 und 2). Sie bildet einen vertorften Kessel, dessen heutige Oberfläche 28 m tiefer als diejenige des Höhenrückens an dieser Stelle liegt. Wie mächtig die in ihm vorhandene Torfausfüllung ist, konnte nicht ermittelt werden, da die Kesselsohle vollkommen versumpft ist, aber es wurden unmittelbar am Rande schon 2 m Torf erbohrt, so daß anzunehmen ist, daß die Mächtigkeit in der Mitte noch wesentlich größer ist. Jedenfalls ist aber die Tiefe des Kessels mit mindestens 30 m nachgewiesen.

Im südlichen Teil des Höhenrückens finden sich nur noch sehr wenige Kessel, die überwiegend auch nur sehr flach sind. Mit Ausnahme einiger weniger liegen sie völlig isoliert und haben untereinander keine Verbindung.

Infolge des Auftretens der Senken besitzt der Höhenrücken eine außerordentlich bewegte Oberfläche und zwar naturgemäß um so stärker, je größer die Zahl der Senken ist und je näher sie aneinander liegen. Demgemäß ist das Gelände im Norden am unruhigsten, während es im südlichen Teil vielfach sehr ebenflächig ausgebildet ist und nur zuweilen einmal größere Höhenunterschiede aufweist.

Der Kamm des Höhenrückens steigt in seiner ganzen Längserstreckung um geringe Beträge auf und ab und liegt im großen und ganzen einige Meter höher als die östliche Sanderfläche. Sein höchster Punkt oberhalb der Rinne zwischen Grenz- und Schwarzem Teich liegt bei 102 m über NN, während die entsprechende Sanderfläche eine Höhenlage von 86—89 m über NN hat.

Den Abschluß unseres ganzen Gebietes nach Osten zu bildet ein gewaltiger Os, der unmittelbar südlich der Chaussee Ulbersdorf—Griesel am Südrande der Ulbersdorf—Blankfelder Endmoräne ansetzt und hier ziemlich steil 20 m hoch ansteigt (vgl. Taf. 42, Abb. 1). Seine größte Höhe erreicht er nach einem Verlauf von 750 m und mehrfachem Auf- und Abstieg im Grenzberg mit 117,1 m über NN und liegt damit etwa 27 m über der angrenzenden Sanderfläche. Als ununterbrochener Wall zieht er sich auf- und absteigend an der Sanderfläche entlang (vgl. Taf. 42, Abb. 2) bis an die Straße Sawische—Griesel hin. Wenig nördlich von dieser teilt er sich in zwei Arme, die sich aber bald wieder vereinigen und eine kleine ebene Fläche umschließen. Nach einer Unterbrechung auf eine Strecke von 300 m setzt er sich in einem weiteren, an seinem südlichen Ende hakenförmig gekrümmten Teilstück und einer nach abermaliger kurzer Unterbrechung diesem

vorgelagerten kleinen Kuppe fort. Hierauf folgt in einem Abstand von 200 m ein 1600 m langer Wall, dessen höchster Punkt bei 100,5 m über NN und damit nur noch rund 12 m höher als die Sanderfläche liegt. Der Wall gabelt sich in seinem südlichen Teil in zwei Arme, von denen der östliche, kürzere die Grenze zwischen dem oben beschriebenen Höhenrücken und der Sanderfläche bildet, während der westliche, längere sich in den Höhenrücken hinein erstreckt. Nach einer weiteren Unterbrechung von 300 m setzt ein weiteres Teilstück an, das sich in hakenförmig gekrümmten Verlauf über eine Länge von 1300 m hinzieht. Schließlich folgen in einem Abstand von 500 m noch zwei kleine, flache, wallartige Erhebungen, die als die südliche Endigung des Oses anzusehen sind. Damit erstreckt er sich also einschließlich der Unterbrechungen über eine Gesamtlänge von 6,5 km.

Die Basis des Oses ist in seinem nördlichen Teil etwa 250 m breit; sie verschmälert sich dann aber schnell sehr stark, so daß sie im südlichen Teil nur noch wenige Meter breit ist. Sein Kamm ist durchweg außerordentlich schmal. Die Kammlinie steigt ständig auf und ab, wobei aber eine ziemlich gleichmäßige Erniedrigung von Norden nach Süden zu stattfindet. Die größte Höhe erhebt sich, wie bereits gesagt, im nördlichen Teil im Grenzberg 27 m über der Sanderfläche; etwa in der Mitte des Os liegt sein Kamm noch 12 m und im südlichsten Teil nur noch wenige Meter über der Sanderfläche.

Zu beiden Seiten des Oses ziehen sich zwar mehrfach auf kürzere und längere Strecken hin flache rinnenförmige Senken und rinnenartig angeordnete Kesselsenken hin, die wohl eine Andeutung von Osgräben darstellen, aber zur fortlaufenden Ausbildung solcher, wie man sie sonst gerade bei so mächtigen Osern findet, ist es hier nicht gekommen.

Wenig nördlich der beiden letzten Ausläufer des Oses setzt ein Gebiet an, das sich in geringer Breite beginnend und nach Süden zu immer breiter werdend zwischen den oben beschriebenen Höhenrücken und die östliche Sanderfläche einschiebt. Es ist in der Mitte von einer sich schnell vertiefenden Rinne durchschnitten, deren heutige Sohle an der tiefsten Stelle, in der breiten, südlich vom Wege Krämersborn—Birkvorwerk gelegenen Senke, 30 m tiefer als die Sanderfläche liegt. Die Rinne erstreckt sich bis in das Urstromtal hinein, wo sie mit dem Joting-See in Verbindung steht. Sie stellt sich als eine echte Kesselrinne dar, die anfänglich aus flachen Kesseln mit den sie verbindenden Einsattelungen, später abwechselnd aus kleineren kesselförmigen und größeren rinnenförmigen Senken, die z. T. vertorft sind, ebenfalls mit verbindenden Einsattelungen besteht. Nur nördlich vom Schlangenlug ist die fortlaufende Rinne durch einen hohen Riegel unterbrochen, über den aber ebenfalls eine flache Einsattelung hinüber führt. Die größeren rinnenförmigen Senken bestehen z. T. ebenfalls aus mehreren Kesseln mit dazwischenliegenden Riegeln und weisen sehr erhebliche Torfmächtigkeiten auf. Die größte liegt am Nordende der Senke südlich vom Wege Krämersborn—Birkvorwerk mit 8,6 m, so daß hier also die Gesamttiefe gegenüber der Sanderfläche 38,6 m beträgt. In anderen Senken sind Torfmächtigkeiten von 8,0 m, 5,7 m, 5,0 m und 4,6 m ermittelt worden. Außer dieser Kesselrinne tritt in dem Gebiet noch eine größere Anzahl von kessel- und rinnenförmigen Senken auf, die zum größten Teil ebenfalls untereinander, mit der Kesselrinne und den in den angrenzenden Gebieten liegenden Senken durch Einsattelungen verbunden sind, und weiterhin führen von den bald steileren, bald flacheren Hängen der Kesselrinnen mehrere, sich vielfach gabelnde Rinnen in sie hinab.

Das Urstromtal bildet eine ebene Fläche, deren Nordrand etwa bei 59 m über NN liegt, und die sich nach Süden bis auf etwa 47 m über NN am Rande des heutigen Odertals senkt. Sie enthält, wie bereits oben (vgl. S. 404) gesagt worden ist, ein Netzwerk von vertorften Rinnen und Becken, offenen Seebecken und kleinen kessel- und rinnenförmigen Senken, die die letzten Ausläufer des Grieseltalzuges bilden. Daneben treten in ihr mehrere größere flache, vertorfte Becken und Anwehungen von Flugsand in Form niedrigerer Hügelgruppen und flächenhafter Überdünungen auf.

Dieser Teil des Urstromtals gehört zu einer großen Fläche, die sich von Rädnitz im Westen bis nach Tschicherzig im Osten, also auf eine Länge von etwa 28 km erstreckt und durchweg dieselben Höhenverhältnisse besitzt. Ihr nördlicher Rand liegt auf dieser ganzen Linie ungefähr in der gleichen Höhenlage von rund 60 m über NN und ebenso senkt sie sich überall gegen das Odertal um 12—15 m. Diese Verhältnisse zeigen, daß es sich hier nicht um eine Flußterrasse handelt, die gerade umgekehrt wie hier in ihrer Längserstreckung ein gewisses Gefälle aufweisen und in der Breitenerstreckung annähernd horizontal liegen müßte, sondern daß hier ein Beckenboden vorliegt. Auf die Entwicklung des Urstromtals in ihren Einzelheiten kann hier nicht eingegangen werden, da dies zu weit vom vorliegenden Thema abführen würde.

Was nun die Entstehung der Oberflächenformen unseres Gebietes, die einerseits in den Hohlformen durch das massenhafte Auftreten von meist untereinander in Verbindung stehenden Senken und andererseits durch mächtige rückenartige Aufschüttungen gekennzeichnet sind, betrifft, so ist diese nur durch das Vorhandensein von geschlossenen Spalten am Grunde eines nicht mehr bewegten Eises und durch Vorgänge beim Abschmelzen dieser Toteismasse zu erklären. Eine Ausnahme bilden lediglich die sich von den Hängen in die Talzüge hinabziehenden Rinnen, deren Herausbildung vielfach noch heute unter dem Einfluß großer Wassermassen bei starken Niederschlägen oder Schneeschmelzen andauert, sowie die Vorgänge, die sich bei der Ausfüllung der Senken mit Torf, Faulschlamm, Faulkalk, Wiesenkalk und Quellkalk abgespielt haben.

Wie bei der Beschreibung der einzelnen Gebietsteile gesagt worden ist, bestehen die Hohlformen aus größeren und kleineren, in regelloser Folge tieferen und flacheren Senken, die z. T. zu breiten Talzügen oder zu mehr oder weniger tief eingeschnittenen, längeren und kürzeren Kesselrinnen angeordnet, z. T. in regelloser Verteilung über das ganze Gebiet hin verstreut sind. Ihnen allen ist aber gemeinsam, daß ihre Ränder an einer oder meist mehreren Stellen eingekerbt sind, und daß von da aus flache Einsattelungen zu der nächsten Senke hinüberführen. Eine Ausnahme bilden nur verhältnismäßig wenige Senken, die meist völlig isoliert liegen und deren Ränder allseitig vollkommen geschlossen sind. Diese Einkerbungen der Ränder und die Einsattelungen können natürlich nur dadurch entstanden sein, daß hier Wasser von einer Senke in die andere übergeflossen ist.

Wollte man annehmen, daß die verbindenden Vertiefungen darauf zurückzuführen seien, daß in einer Senke ein Eisklotz gelegen hat, bei dessen Abtauen das Wasser sich in das Gelände eingeschnitten und so einen Weg zu einer zweiten Senke gebahnt hat, so müßte dies zur Voraussetzung haben, daß die zweite Senke bereits ganz oder teilweise leer gewesen ist und tiefer

als die erste liegt, was aber durchaus nicht immer der Fall ist. Auf diese Weise könnte dann zwar eine Verbindung zwischen zwei, niemals aber zwischen mehreren aufeinanderfolgenden Senken zustande kommen, wie es hier ja tatsächlich der Fall ist. Und vor allen Dingen könnte dann das Wasser niemals über einen den Rand der Senken überhöhenden Riegel geflossen sein. Außerdem könnte in diesem Fall der Rand der eiserfüllten Senke keine Einkerbungen aufweisen, da das Wasser aus ihr ja nur solange abfließen könnte, bis das Eis bis zur Höhe des Randes abgeschmolzen ist. Weiterhin erscheint es als sehr unwahrscheinlich, daß die Toteisklötze, auf die doch dann die Entstehung sämtlicher Senken zurückzuführen wäre, gerade zufällig in einer gewissen regelmäßigen reihenweisen Anordnung zueinander gelegen haben sollten. Auch die oft gewaltige Tiefe der Senken spricht gegen die mehrfach angenommene, an und für sich schon unwahrscheinliche Entstehung durch eingesunkene Eisklötze, zumal dann doch die beim Einsinken des Eisklotzes verdrängten Massen eine Aufstülpung an den Rändern hervorgerufen haben müßten, die aber nirgends zu beobachten ist.

Da auch auf andere Weise das Überfließen des Wassers von einer Senke in die andere an der Tagesoberfläche unter der notwendigen Überwindung oft großer Höhenunterschiede nicht zu erklären ist, bleibt nur die Möglichkeit, daß dies in geschlossenen Spalten am Grunde des Eises vor sich gegangen ist, wobei große Schmelzwassermassen stark strudelnd und erodierend gewirkt und so die oft sehr tiefen und steilwandigen Kessel herausmodelliert haben. Von der stark strudelnden Wirkung zeugt auch das ziemlich häufige Vorkommen von bis zur Kugelform abgerollten, zuweilen recht ansehnlichen Geschieben harter kristalliner Gesteine. Für die Entstehung in Eisspalten spricht außerdem das oft unvermittelte Einsetzen und ebenso das plötzliche Aufhören der tief eingeschnittenen Kesselrinnen. Unter dieser Annahme erklärt sich dann auch zwanglos die Herausbildung eines so weit verzweigten Rinnensystems mit all seinen Einzelheiten, als eine Folge weitgehendster, noch heute durch die Oberflächenformen fast vollkommen zu rekonstruierender Zerklüftung eines abschmelzenden Toteises. In einzelnen Gebieten scheint allerdings ein Teil der ursprünglichen Hohlformen durch spätere Vorgänge zerstört worden zu sein.

Auch die Entstehung der unser Gebiet durchziehenden drei großen Talzüge ist zweifellos auf subglaziale Spalten zurückzuführen. Schon im Jahre 1907 hat W. Wunstorf [6]), wohl als einer der ersten, auf die Erhaltung präexistenter Täler und ihre Umwandlung in Kesselrinnen durch Toteis hingewiesen, wobei er in großen Zügen von der Vorstellung ausgegangen ist, daß eine das Tal erfüllende Eismasse in einzelne Eisklötze zerfallen ist, zwischen denen Moränenmaterial usw. aufgeschüttet worden ist. Schon durch die Eisbewegung entstandene Unregelmäßigkeiten in der Ausbildung der Talsohle und der Uferränder sind dadurch noch vergrößert worden, so daß nach dem völligen Abtauen des Eises eine fortlaufende Reihe von durch mehr oder weniger hohe und breite Riegel getrennten Kesseln vorlag.

Wenn auch zugegeben werden muß, daß diese Vorgänge für manche Fälle zutreffen können, so scheinen sie doch auf die hiesigen Verhältnisse

---

6) Geol. Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lfg. 134. Erl. zu Blatt Speck, S. 6.

nicht anwendbar zu sein. Hier tritt eine Anzahl von Erscheinungen auf, die gerade für eine subglaziale Entstehung charakteristisch und durch die eben geschilderten Vorgänge nicht zu erklären sind. Hierhin gehört das plötzliche, unvermittelte Einsetzen der Talzüge in verhältnismäßig großer Breite, ihre durchgehends äußerst steilwandige, hohe Einfassung, das Auftreten enger, nischenartiger Ausbuchtungen der Talwände und die häufigen Verengerungen und beckenartigen Erweiterungen der Talzüge. Auch die an den Talhängen häufig zu beobachtenden, auf eine stufenweise Eintiefung hindeutenden Hohlkanten sprechen für subglaziale Entstehung, da derart breite Senken, worauf bereits P. Woldstedt [7]) hingewiesen hat, nicht in einem Zuge entstanden sein können, sondern schrittweise unter sich mehrfach wiederholender Ausfüllung durch einbrechendes Eis und nachfolgendem Wiederaufreißen der Eisspalten unter seitlicher Verlagerung herausgebildet worden sind. Auch der Zusammenhang der breiten Talanfänge mit schmalen Kesselrinnen in ihrem Vorland, wie es besonders beim Grieseltal mit dem ihm nördlich vorgelagerten Kesselrinnengebiet zum Ausdruck kommt, deuten auf die gleiche Entstehungsweise hin. Weiterhin ist der rechtwinklig vom Grieseltal zum Kalkteich verlaufende, steilwandige, schmale Durchbruch des Langen Hals, sowie die enge vom Schäperlisken- zum Gelud-See verlaufende Rinne, die die beiden schmalen, vom Pfarrsee herkommenden Rinnen plötzlich senkrecht abschneidet, wohl nur durch Eisspalten zu erklären.

Schließlich gibt auch die Ausbildung des Grieseltalzuges in seinem südlichen Teil, vom Eintritt in das Urstromtal an, einen Aufschluß über seine Entstehung. Wie bereits oben (vgl. S. 417) gesagt worden ist, besteht das Urstromtal hier aus einem weiten Staubecken, das in seinen wesentlichen Zügen bereits vor der letzten Eisbedeckung vorhanden und demnach zur Zeit der Herausbildung unseres Gebietes ebenfalls mit Eis erfüllt gewesen ist. Entsprechend der tieferen Lage des Beckenbodens gegenüber der angrenzenden Sanderfläche ist hier das Eis mächtiger gewesen, und demgemäß haben hier im Zusammenhang mit dem steilen Abbruch der Sanderfläche auch andere Spannungsverhältnisse im Eise vorgelegen. Dies hatte zur Folge, daß die bisher einheitliche Spalte, unter der das Grieseltal ausgefurcht worden ist, sich zerschlug und dadurch ein Netzwerk von mehreren parallelen, schmäleren und breiteren Rinnen mit Verengerungen und beckenartigen Erweiterungen und vielfachen Querverbindungen entstand. Auch hier haben die Schmelzwässer noch stark strudelnd gewirkt und, wie die Tiefenverhältnisse der Seen zeigen, zum Teil tiefe Kessel geschaffen, von denen der tiefste im Gelud-See mit 36 m Seetiefe und einer Gesamttiefe von 42 m unter der Oberfläche des Urstromtals liegt.

Der Schichtenaufbau unseres Gebietes gibt nur wenig Anhalt für die Beurteilung seiner morphologischen Entwicklung, zumal hier nur sehr wenige und durchweg recht kümmerliche Aufschlüsse vorhanden sind. Bei subglazialen Rinnen ist sehr häufig zu beobachten, daß dort, wo auf den benachbarten Hochflächen eine Grundmoränendecke vorhanden ist, diese sich an den Hängen hinabzieht und vielfach sogar den Boden der Rinne überkleidet. Hierbei findet oft an den Hängen eine sehr erhebliche Mächtigkeitszunahme

7) P. Woldstedt, Probleme der Seenbildung in Norddeutschland. Z. d. Ges. f. Erdkunde in Berlin, 1926, S. 110.

der Grundmoräne infolge seitlicher Anschoppung statt. In unserem Gebiet liegt, wie bereits oben (vgl. S. 402) gesagt worden ist, auf den Sanderflächen eine Grundmoränendecke, die zuoberst aus Geschiebesand und in den unteren Teilen in manchen Gegenden aus Resten eines verwaschenen Geschiebemergels in Form mehr oder weniger lehmigen Sands oder sandigen Lehms besteht. Dies ist auch in den Gemarkungen Griesel, Augustenhöhe, Ulbersdorf und Sawische der Fall, und weiterhin finden sich solche Geschiebemergelreste auf den Höhen westlich vom Krämersborner See und auf dem Kamm des zwischen der Kalkseerinne und dem Grieseltal gelegenen wallartigen Rückens. In letzterem Fall ist dies ein gewisser Beweis dafür, daß die zwischen den Talzügen liegenden Rücken nicht, wie K. Keilhack[8]) es angegeben hat, Oser, sondern bei der Erosion der Talzüge stehengebliebene Reste der ehemaligen Sanderfläche darstellen, da sie demnach den gleichen Schichtenaufbau wie diese zeigen und an ihrem Fuße im Grieseltal und an der Westseite des Kleinen Kalkteichs vielfach äußerst feine, oft stark kalkhaltige Sande ausstreichen, die für die älteren diluvialen Schichten charakteristisch sind.

Die sandig-lehmigen Geschiebemergelreste hören fast überall in der Nähe der Talhänge auf, so daß dann also die gesamte Grundmoränendecke nur noch aus Geschiebesand besteht. Nun findet man zwar überall auf den Höhen wie an den Hängen und in den Gründen mehr oder weniger reichlich Geschiebe der verschiedensten Größe, aber aus Mangel an Aufschlüssen läßt sich nicht feststellen, ob hier auch immer eine Geschiebesanddecke, also eine Grundmoräne vorhanden ist. Allerdings kann man ja im allgemeinen in dem ganzen Gebiet mit dem Bohrer über feineren Sanden eine im großen Durchschnitt 1,5 m mächtige Decke gröberen, mit Geschieben durchsetzten Materials nachweisen, aber dieses kann ebensogut von den Höhen hinabtransportiert worden sein oder den älteren diluvialen Schichten, die den Kern der Sanderflächen bilden und an den Hängen ausstreichen, entstammen, da in diesen neben den charakteristischen feinsandigen Bildungen auch geschiebeführende, gröbere Schichten, ja sogar zuweilen geradezu Blockpackungen auftreten. Nur in einem Falle, am Westhange des Krämersborner Sees reicht an mehreren Stellen ein hier sogar ziemlich fetter Geschiebelehm von der Höhe bis an das Seeufer hinab, so daß wir hier tatsächlich einmal das sonst so oft zu beobachtende Hinabziehen der Grundmoräne in die Senke nachweisen können.

Aus den bisherigen Ausführungen ergibt sich also, daß die Hohlformen unseres Gebiets fast sämtlich durch subglaziale Spalten entstanden sind. Eine Ausnahme bilden lediglich die wenigen isoliert liegenden, ablußlosen flachen Senken, deren Entstehung auf beim Abschmelzen des Eises liegengebliebene Eisklötze zurückzuführen ist, und die jungen, von den Hängen hinabführenden Rinnen.

Was nun die Aufschüttungsformen betrifft, so seien hier in erster Linie die terrassenförmigen Bildungen im Grieseltal genannt. Wie bereits gesagt worden ist, handelt es sich hier nicht um Flußterrassen, da ihnen ein einheitliches Gefälle fehlt und ihre Höhenlage wechselt.

---

8) K. Keilhack, geologische Karte der Provinz Brandenburg. 1:500 000. Berlin, 1921.

Sie sind vielmehr als Kamesterrassen[9]) anzusehen, die dadurch entstanden sind, daß zu einer Zeit, als das Grieseltal mit Eis erfüllt war, und dieses an den Rändern abzuschmelzen begann, zwischen dem Eisrand und dem Talhang durch die Schmelzwässer Schuttmassen abgelagert wurden, die nach dem völligen Abschmelzen des Eises dem Talhang angelagerte Geländestufen bildeten. Dadurch erklärt sich auch ihre verschiedene Höhenlage und ihr fast ausschließlich nur an einer Talseite zu beobachtendes Auftreten.

Die bei der Besprechung der einzelnen Gebietsteile genannten Oser sind wegen ihrer meist scharf rückenförmigen Gestalt als solche bezeichnet worden. Bei einigen von ihnen, namentlich dem die östliche Begrenzung unseres Gebiets bildenden, 6,5 km langen Wall, ferner dem unmittelbar östlich vom Grieseler Schloßpark gelegenen und dem dem nordwestlichen Teil der Ulbersdorf—Blankfelder Endmoräne vorgelagerten Rücken kann wohl kein Zweifel über ihre Entstehung herrschen. Auffällig ist die ihnen gemeinsame Lage unmittelbar am Rande der Kessellandschaften, die in irgendeiner Weise genetische Beziehungen zu diesen vermuten läßt. Weiterhin können wohl die zwischen dem Grieseltal und dem Kalksee und zwischen dem Schwarzen Teich und dem Mätschteich auf der Höhe liegenden Rücken sicher als Oser angesehen werden.

Bei den anderen als Oser bezeichneten Höhen kann es immerhin zweifelhaft sein, ob es sich hier nicht vielmehr um Kamesrücken handelt, da ihre Lage innerhalb der Kessellandschaften und ihre gegenüber den echten Osern immerhin mehr rundliche Form es sehr wohl als möglich erscheinen läßt, daß sie erst im letzten Stadium des Eiszerfalls in offenen Spalten gebildet worden sind. Diese Frage läßt sich aber nicht mit einiger Sicherheit entscheiden.

Der im östlichen Teil unseres Gebietes oberhalb des Talzugsystems gelegene Höhenrücken ragt, wie oben (vgl. S. 415) gesagt worden ist, mit

9) Die Kames wurden früher (Wahnschaffe-Schucht, Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 4. Aufl. Berlin, 1921, S. 142) und werden noch heute vielfach als endmoränenartige Bildungen angesehen. P. Woldstedt (Das Eiszeitalter, Stuttgart, 1929, S. 97) hat bereits darauf hingewiesen, daß dies nicht zutrifft, aber trotzdem sei hier nochmals ausdrücklich betont, daß nach neueren Forschungen die Kames beim Abschmelzen von Toteismassen entstandene Aufschüttungsformen sind, die sowohl als einzelne, isolierte Hügel wie auch als mehr oder weniger ausgedehnte Hügelgruppen, Kameslandschaften auftreten, in denen sie dann häufig mit abflußlosen Kesseln und Wannen sowie mit Kesselrinnen verknüpft sind. In ihrer Form haben sie oft große Ähnlichkeit mit Osern, von denen sie sich aber genetisch dadurch unterscheiden, daß sie in offenen Lücken zwischen Eiswänden aufgeschüttet sind, während die Oser in geschlossenen Eisspalten am Grunde des Eises entstanden sind. Dementsprechend bilden die Oser schmale, steile Rücken, während die Kames meist mehr unregelmäßig gestaltete, breitere Form besitzen. Mehrfach gehen aber auch beide Formen ineinander über. Der Zusammensetzung nach bestehen die Kames häufig aus stark abgerolltem, grobem Material.

Der Unterschied zwischen Kames und Osern kann in der nächsten Nachbarschaft unseres Gebietes gut beobachtet werden. Während die in der östlichen Sanderfläche liegenden, schmalen, steilen Rücken zweifellos Oser darstellen, sind die nordwestlich von Griesel in größerer Zahl auftretenden, flacheren Hügel als Kames aufzufassen, um so mehr als sie nachweisbar der Grundmoräne mit den sandig-lehmigen Resten von Geschiebemergel aufgesetzt sind, so daß bei ihrer Entstehung an diesen Stellen das Eis bereits abgetaut gewesen sein muß.

seinen Kuppen über das Niveau der östlich angrenzenden Sanderfläche um einige Meter hinaus und ist mit zahlreichen, oft tief hinabgreifenden Hohlformen durchsetzt. Es liegt also hier einerseits eine Aufschüttung und andererseits eine weitgehende Erosion vor.

Wie wir gesehen haben, sind die Hohlformen in Gestalt von Kesselrinnen und mehr vereinzelt liegenden Senken in Eisspalten entstanden, und es läge deshalb die Vermutung nahe, daß der Höhenrücken bereits vor der Eisbedeckung vorhanden gewesen ist. Für die Erklärung einer derartigen langgestreckten, rückenförmigen Aufschüttung inmitten der vollkommen ebenen Sanderfläche liegt aber keinerlei Anhalt vor. Außerdem wäre dann zu erwarten, daß sich hier irgendwelche Einwirkungen der fortschreitenden Eisbedeckung in Form von Stauchungen oder Einebenungen bemerkbar machten, was aber keineswegs der Fall ist. Auch eine Aufschüttung innerhalb des Eiskörpers nach Art der Oser ist bei der Breite des Rückens unwahrscheinlich. Dagegen sprechen die durchaus frischen Oberflächenformen sowie die westliche Begrenzung durch eine meist deutlich erkennbare Geländekante dafür, daß es sich um junge Aufschüttungen und zwar um Kamesbildungen handelt. Dem entspricht auch die Gestalt der einzelnen Höhen, die teilweise schmale Rücken, meist aber unregelmäßig rundliche, breitere, ohne einheitliche Orientierung angeordnete Kuppen mit einer häufig ebenen Oberfläche bilden, wobei sich derartige breite Formen oft aus einem Os-artigen, schmalen Rücken entwickeln. Auch die starke Beteiligung von grobem, weitgehend abgerolltem Material an ihrem Aufbau deutet auf diese Entstehungsweise hin.

Wir haben also bei der Herausbildung des Höhenrückens zeitlich zwei Phasen zu unterscheiden, eine ältere der Erosion und eine jüngere der Aufschüttung. Hierbei erklärt sich die weitgehende Erhaltung der Hohlformen dadurch, daß die über ihnen befindlichen Gewölbe zusammengebrochen und sie infolgedessen mit Eis angefüllt gewesen sind. Bei der weiteren Auflösung der Eismasse ist dann eine breite Lücke zwischen zwei Eiswänden, einer östlichen und einer westlichen entstanden, in der aber auch noch einzelne Eisklötze gelegen haben, zwischen denen die Aufschüttung erfolgt ist. Beim endgültigen Abschmelzen der in den Hohlformen liegenden Eisreste sind diese dann wieder zum Vorschein gekommen. Vermutlich ist bei diesen Vorgängen aber auch ein Teil der Kessel vollkommen zugeschüttet worden, worauf z. B. namentlich die fast kesselfreie Lücke oberhalb des Schwarzen Teiches hindeutet, während das starke Zurücktreten der Senken und namentlich das Fehlen von Kesselrinnen im südlichen Teil des Kameszuges wohl mit einer allgemeinen Abnahme der Spaltenbildung nach Süden zu zusammenhängt.

Überblicken wir nun die Herausbildung unseres Gebietes in seiner zeitlichen Abfolge, so müssen wir davon ausgehen, daß vor der letzten Eisbedeckung hier eine weite, ebene Sanderfläche vorlag, aus der das große Bergmassiv der Ulbersdorf—Blankfelder Endmoräne hoch herausragte, und die im Süden an dem Warschau—Berliner Urstromtal endigte, das hier aus einem großen Staubecken bestand. Nachdem das Eis über dieses ganze Gebiet hinweggeschritten war, und seine Vorwärtsbewegung aufgehört hatte, löste es sich von der Haupteismasse ab und wurde so zu einer mächtigen Toteisplatte, die der allmählichen Auflösung verfiel. Hierbei trat am Grunde des Eises Spaltenbildung ein, die, wohl infolge besonderer, hier herrschender Spannungsverhältnisse, in dem Winkel, den der Südrand der genannten Endmoräne bei seiner Umbiegung nach Süden bildet, einsetzte. Während in dem

größten Teil der Spalten eine zur Herausbildung von Kesselrinnen führende Erosion erfolgte, unter deren Einfluß gleichzeitig das ganze Gebiet abgesenkt wurde, fand in der am weitesten nach Osten gelegenen Spalte eine Aufschüttung in Gestalt von zwei Osrücken statt. Eine befriedigende Erklärung für diese wiederholt beobachtete Erscheinung, einerseits von Erosion und andererseits von Aufschüttung in benachbarten Eisspalten ist bisher nicht gefunden worden.

Diese Spaltenzone setzte sich nach Süden in der Richtung auf den Kalksee fort, und ist noch jetzt in dem Gebiet zwischen diesem und dem südlich von Griesel gelegenen weiten Talkessel erhalten, wie es bei der Darstellung der Höhenverhältnisse auf einer Höhenschichtenkarte deutlich zu erkennen ist. Ihr weiterer Verlauf ist durch die späteren Vorgänge verwischt worden, erstreckte sich aber vielleicht über den Kalksee, Zeidelteich, Mätschteich, Kleinen Kalkteich, Krämersborner See und das Grieseltal bis in das Urstromtal, so daß die dort vorhandenen Verzweigungen des jetzigen Grieseltals schon auf diese Weise vorgebildet gewesen sein können.

Von dieser Spaltenzone ausgehend entstanden dann drei große, langanhaltende Spalten, unter denen die drei großen Talzüge allmählich ausgefurcht wurden, wobei die Eisgewölbe mehrfach zusammenbrachen und unter seitlicher Verlagerung immer wieder neue Spalten aufrissen. Auch am Ende der Spaltenbildung waren die Talzüge vollkommen mit Eis ausgekleidet, worauf einmal die Bildung der Kamesterrassen im Grieseltal und dann die Endigung einiger der von den Hängen hinabführenden Rinnen am Gehänge selbst hindeutet.

Wann die Eisspalte entstanden ist, in der der die östliche Begrenzung unseres Gebietes bildende lange Oszug aufgeschüttet worden ist, kann nicht sicher entschieden werden. Auffällig ist, daß in seiner südlichen Fortsetzung unmittelbar im Anschluß an die beiden letzten kleinen Oshügel die nach Süden immer breiter werdende Ausfurchung ansetzt, an deren Grunde die nach dem Jotingsee zu verlaufende Kesselrinne (vgl. S. 416) liegt. Dies erweckt den Anschein, als ob es sich hier um eine fortlaufende Eisspalte handelt, in der im Norden zuerst eine sehr starke, und, wie wir gesehen haben, nach Süden zu immer geringer werdende Aufschüttung und schließlich eine Ausfurchung erfolgte. Man kann aber auch annehmen, daß über die ganze Länge der Spalte hin zunächst eine tiefgreifende Erosion erfolgte, und daß später in ihrem nördlichen Teil eine Aufschüttung Platz griff, die nach Süden allmählich abflaute, so daß auf diese Weise der nach Süden zu sich abdachende Os entstanden ist. In beiden Fällen muß diese Spalte gleichzeitig mit den drei vorgenannten, unter denen die großen Talzüge ausgefurcht worden sind, oder aber später als diese entstanden sein, da sie an ihrem Südende in die Grieseltalspalte verläuft.

Nach der Aufschüttung des großen Oszuges setzte in dem Winkel zwischen ihm und dem südlichen Ausläufer der Ulbersdorf—Blankfelder Endmoräne, also unter ähnlichen Bedingungen, wie bei der vom nordwestlichen Teil der Endmoräne ausgehenden Zone Spaltenbildung ein, die sich unmittelbar westlich des Oszuges weit nach Süden erstreckte und anfänglich ein sehr hohes Ausmaß annahm, nach Süden zu aber allmählich abflaute. Alle die hier entstandenen Spalten standen in irgendeiner Weise in Verbindung mit den großen Talzügen, was ebenfalls auf eine spätere, mindestens aber gleichzeitige Entstehung mit diesen hindeutet. Zur gleichen Zeit mögen dann auch

in den anderen Gebietsteilen bald in stärkerem, bald in geringerem Maße Spalten entstanden sein, in denen teils Erosion, teils Aufschüttung erfolgte, was zur Bildung der dort vorhandenen Senken und Oser geführt hat. Bei der vorzüglichen Erhaltung der Hohlformen bis ins Kleinste hinein müssen wir annehmen, daß sie nach ihrer Herausbildung sämtlich infolge Zusammenbruchs der über ihnen liegenden Eisgewölbe mit Eis ausgefüllt und vor der Zuschüttung durch spätere Vorgänge bewahrt worden sind.

Beim weiteren Abschmelzen des Eises ist dann, wie bereits oben (vgl. S. 422) geschildert worden ist, in einer breiten Eislücke der langgestreckte Kamesrücken aufgeschüttet worden, und schließlich sind nach der völligen Auflösung der Toteismasse die Hohlformen durch allmähliches Abschmelzen der in ihnen liegenden Eisreste wieder zum Vorschein gekommen.

Die drei großen Talzüge sind nach dem völligen Abschmelzen des Eises noch lange Zeit, vermutlich durch die im Urstromtal liegende Eismasse abgesperrt gewesen und haben so große mit Wasser erfüllte Becken gebildet, die allmählich verlandeten. Die Ausfüllung dieser Becken hat vermutlich schon frühzeitig begonnen, worauf das Vorkommen von *Valvata (Cincinna) piscinalis antiqua* Sow. in dem in größerer Tiefe im Grieseltal liegenden Wiesenkalk hindeutet. Es handelt sich nämlich hierbei um Kümmerformen, die wohl sicher unter sehr ungünstigen Bedingungen, lange Winter und kurze Sommer, also wahrscheinlich schon im Boreal gelebt haben. Bei der immerhin recht beträchtlichen Mächtigkeit der die Talzüge auskleidenden Ablagerungen ist aber wohl anzunehmen, daß die Verlandung sich unter allmählichem Grundwasseranstieg über lange Zeiträume hin erstreckt hat. Einen Aufschluß hierüber kann nur eine eingehende faunistische und floristische Untersuchung ergeben, die noch aussteht. In diesem Zeitraum sind dann auch die Quellkalkablagerungen zum Absatz gelangt und zwar wahrscheinlich schon sehr frühzeitig, worauf das Auftreten der Quellkuppen hindeutet, die ja schon entstanden sein müssen, als der Beckengrund noch nicht allzu weit mit jüngeren Bildungen bedeckt war. Auch bedingt die große Lage der Kalkvorkommen an den Beckenrändern einen höheren Grundwasserstand als jetzt, wie er jedenfalls in einem sehr frühen Stadium der Beckenentwicklung vorhanden gewesen ist.

Wenn wir glauben, die Entstehung dieses eigenartigen Gebietes in der geschilderten Weise an Hand der vorhandenen Tatsachen und auf Grund langjähriger Untersuchungen erklären zu können, so wollen wir doch nicht verhehlen, daß noch manche Frage ungelöst ist und vielleicht auch immer bleiben wird. Weitere Aufschlüsse kann nur der Vergleich mit anderen Gebieten bringen, in denen ähnliche Verhältnisse vorliegen, wie z. B. in einigen Teilen des Berliner Grunewalds, wo nach den neueren Untersuchungen von F. Kaunhowen Erscheinungen vorhanden sind, die sogar in manchen Einzelheiten mit den hier geschilderten eine auffällige Übereinstimmung zeigen.

Den bodengestaltenden Vorgängen bei der Auflösung von Toteismassen ist in Norddeutschland bisher noch verhältnismäßig wenig Beachtung geschenkt worden, und es ist zu wünschen, daß dies in Zukunft in weit stärkerem Maße geschieht. Aus diesem Grunde und gerade weil hier die Verhältnisse in einer so großartigen und formenreichen Weise entwickelt sind, wie sie sonst bisher im norddeutschen Flachlande noch nicht beobachtet worden sind,

sind sie hier besonders eingehend geschildert worden, um damit einen Beitrag zu dieser Frage zu liefern und zu weiteren Untersuchungen in anderen Gegenden anzuregen.

Zum Schluß sei noch darauf hingewiesen, daß die oben erwähnten (vgl. S. 421, Anm. 9) nordwestlich von Griesel gelegenen Kameshügel sich weiter nach Norden zu immer mehr häufen, und daß im Anschluß an sie nordwestlich der Ulbersdorf—Blankfelder Endmoräne zwischen zwei parallelen Kesselrinnen, die vom Abfall der Endmoräne über Kunersdorf nach Kunersdorfer Sorge und über Niedewitz nach Topper (vgl. Meßtischblatt Topper) verlaufen, eine weitere, allerdings längst nicht so großartig ausgebildete Kameslandschaft liegt, die vielleicht in einem genetischen Zusammenhang mit den Grieseler Erscheinungen steht. Eine Klärung dieser Verhältnisse muß späteren Untersuchungen überlassen bleiben.

Urschrift eingegangen am 14. April 1937
Druckauftrag erteilt am 11. Januar 1938

Die Nomenklatur der Unterwasser-Ablagerungen unter besonderer Berücksichtigung derjenigen vorwiegend organischer Natur

Erläuterungen zur Normung der Terminologie der subaquatischen Sedimente

Zusammengestellt von R. Potonié, Berlin

Die folgende Darstellung ist eine kurze Übersicht zur Nomenklatur und genetischen Systematik vornehmlich derjenigen Unterwasser-Ablagerungen, die nennenswerte Mengen organischer Substanz enthalten. Die sonstigen Unterwasser-Ablagerungen wurden nur der Abrundung wegen erwähnt. Von einer ausführlichen Beschreibung der Typen wurde abgesehen, da auf die Spezialarbeiten verwiesen werden kann.

Die Zusammenstellung ist das Ergebnis einer Reihe von Verhandlungen, an denen mehrere für den Gegenstand maßgebende Forscher teilgenommen haben. Aufgabe der Verhandlungen war Vereinheitlichung der Nomenklatur der Unterwasser-Ablagerungen besonders bei den Kaustobiolithen. Außer vielen kleineren Besprechungen fanden drei größere amtliche Sitzungen statt, bei denen jeweils ein Mitglied der Geologischen Landesanstalt den Vorsitz hatte.

Vom 9. bis 11. Mai 1936 tagte in der Meeresgeologischen Forschungsstelle der Universität Kiel in Kitzeberg (Kieler Förde) folgende Kommission unter Vorsitz von Prof. R. Potonié:

Dr. W. Benade von der Preuß. Geol. L.-A., zugleich im Auftrage der Deutschen Gesellschaft für Bäder und Klimaheilkunde;

Prof. Dr. Krejci-Graf, jetzt an der Bergakademie Freiberg i. S.;

Dr. E. Neuhoff, Chemiker, im Auftrage der Fachgruppe Pharmazeutische Erzeugnisse;

Prof. Dr. R. Potonié von der Preuß. Geol. L.-A.;

Prof. Dr. E. Wasmund, Leiter der Meeresgeologischen Forschungsstelle der Universität Kiel in Kitzeberg, zugleich im Auftrage der Hydrobiologischen Anstalt der Kaiser Wilhelm-Gesellschaft in Plön.

Eine zweite Sitzung fand am 20. Juni 1936 in der Preuß. Geol. L.-A. statt. Die Leitung hatte zunächst im Auftrage des Präsidenten der Preuß. Geol. L.-A. Prof. Dr. Gothan, später Prof. Dr. R. Potonié. Außer den Teilnehmern der ersten Sitzung waren zugegen:

Prof. Dr. Loebe, Direktor der Chem. Abteilung der Preuß. Geol. L.-A.;

Prof. Dr. Gothan, Landesgeologe an der Preuß. Geol. L.-A.;

Prof. Dr. Stockfisch, Chemiker an der Preuß. Geol. L.-A.

Das Ergebnis der beiden ersten Kommissionssitzungen ist die Tabelle am Schluß.

Sie enthält zu den Fachausdrücken der von der Kommission durchgearbeiteten Systematik nur kurze Definitionen, die im folgenden durch gemeinsame Arbeit ergänzt worden sind. Mit der Abfassung des Grundlage-Entwurfs wurde R. Potonié beauftragt.

Eine dritte Sitzung fand unter dem Vorsitz von R. Potonié am 4. Februar 1937 in der Preuß. Geol. L.-A. statt. Anwesend waren:

Prof. Dr. Dienemann von der Preuß. Geol. L.-A.;
Dr. G. Fischer von der Preuß. Geol. L.-A.;
Dr. E. Neuhoff, siehe oben;
Prof. Dr. R. Potonié, siehe oben;
Dr. E. Stach von der Preuß. Geol. L.-A.;
Dr. H. Udluft von der Preuß. Geol. L.-A.;
Prof. Dr. E. Wasmund, siehe oben.

In dieser Sitzung wurden unter besonderer Mitwirkung der neu hinzugetretenen Teilnehmer namentlich die Akaustobiolithe besprochen, und es wurde beschlossen, daß diese Herren an der von R. Potonié nunmehr endgültig fertigzustellenden Ausarbeitung unmittelbar teilzunehmen hätten. Hierbei ist zu beachten, daß unsere sich vornehmlich um die Kaustobiolithe gruppierende Nomenklatur der Unterwasserablagerungen nach dem Beispiel von Henry Potonié eine bewußt genetische ist, während die von G. Fischer und H. Udluft ausgearbeitete und von der Preuß. Geol. L.-A. gebilligte Nomenklatur[1]) ihren Schwerpunkt bei den Akaustobiolithen hat und eine bewußt rein petrographische ist. Die Beibehaltung des genetischen Gesichtspunktes gerade im Hinblick auf die Kaustobiolithe erschien uns u. a. deshalb wesentlich, weil die organischen Körper schon bei feineren genetischen Unterschieden ganz verschiedene Umwandlungen erfahren, und weil die bei der Umwandlung entstehenden Körper petrographisch oft schwer zu kennzeichnen sind. Durch den rein petrographischen Einteilungs-Gesichtspunkt würde man zudem das Gefühl für viele genetische Fragestellungen verlieren, die gerade die Wissenschaft von den Kaustobiolithen zu fördern vermögen. Im vorliegenden Fall ist auch deshalb am besten genetisch vorzugehen, weil es sich um frische (rezente) Sedimente handelt.

Weiter wurde der Entwurf der Landesanstalt für Fischerei in Friedrichshagen vorgelegt. Der Direktor dieser Anstalt, Prof. Dr. Wundsch, antwortete hierauf der Preuß. Geol. L.-A. durch Schreiben vom 12. April 1937, daß er den Bericht eingehend durchgearbeitet habe. Was Prof. Wundsch in dem genannten Schreiben ergänzend vorbringt, wurde in folgendem eingefügt.

Die subaquatischen Sedimente oder Unterwasserablagerungen werden zunächst geschieden in Biolithe und Abiolithe.

1. Die Biolithe

Der Fachausdruck Biolith stammt von Ehrenberg. Als Biolithe sind alle Gesteine zu bezeichnen, deren Entstehung Lebewesen zuzuschreiben ist, oder bei deren Entstehung Lebewesen eine ± große, vielleicht auch nur mittelbare,

1) G. Fischer & H. Udluft: Einheitliche Benennung der Sedimentgesteine. Nach den Vorschlägen des hierfür eingesetzten Ausschusses der Preuß. Geol. L.-A. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1935, 56, S. 517—533. Berlin 1936.

aber doch notwendige Rolle spielen. Die Biolithe werden untergeteilt in Kaustobiolithe und Akaustobiolithe[2]). Diese Einteilung nach der Brennbarkeit ist scheinbar eine nur technische, reicht aber tiefer. Außerdem hat diese Zweiteilung sich als praktisch herausgestellt.

1. 1. Die Kaustobiolithe, Brennsteine

Der Fachausdruck Kaustobiolith stammt von Henry Potonié. Als Kaustobiolithe sind diejenigen Gesteine zu bezeichnen, die ± deutliche Mengen organischer Kohlenstoffverbindungen oder auch reinen Kohlenstoff enthalten, soweit dieser, wie die Kohlenstoff-Verbindungen, organogen ist.

Zu den Kaustobiolithen gehören die Humolithe, die Saprolithe und die Lipto(bio)lithe. Die zuletzt genannten kommen als subaquatische Sedimente kaum in Betracht, sind überhaupt recht selten; dies berechtigt aber nicht dazu, eine wissenschaftlich bedeutsame Gruppe von Gesteinen nicht durch einen besonderen Ausdruck herauszuheben.

1. 11. Die Humolithe, Torfe (und Torfgesteine)

Henry Potonié prägte für diese Gruppe den Fachausdruck Humusgesteine sowie Humus-Kohlen. Für Humusgesteine ist später (nicht von H. Potonié) vielfach Humite gesagt worden. Es stellte sich aber dann heraus, daß dieses Wort bereits vergeben ist und zwar seit Descloizeaux für gewisse meist fluorhaltige Magnesiumsilikate. R. Potonié führte deshalb an Stelle des für Zusammensetzungen mit anderen Fachausdrücken ungeeigneten Ausdrucks Humusgesteine den Fachausdruck Humolithe ein, der sich bereits sehr eingebürgert hat. Verdeutscht seien die Humolithe mit Torfgesteine, womit dann nicht nur die rezenten Torfe, sondern auch alle fossilen Äquivalente umfaßt sind. Was damit gemeint ist, wird besonders klar ersichtlich bei den weiter unten benutzten Wörtern Sandgesteine und Sandsteine. In der Tabelle ist der Anhang Gestein jeweils in Klammern gesetzt, weil es uns zunächst wesentlich auf die rezenten Bildungen ankommt.

Nur ein Teil der Humolithe kann als typisch subaquatisch bezeichnet werden. Auch die terrestrischen Humolithe stehen jedoch so sehr an der Grenze zu subaquatischen Sedimenten, daß sie hier ziemlich vollständig erwähnt werden müssen.

Bei der Trennung der Humolithe von den Saprolithen liegt der Unterschied nicht allein, wie dies oft angegeben wird, beim Ausgangsmaterial, sondern auch bei den biochemischen und rein chemischen Prozessen, denen das Ausgangsmaterial so gut wie von vornherein ausgesetzt ist. Man kann fast sagen, daß ein und dasselbe Ausgangsmaterial, je nach den Prozessen, denen es anheimfällt, entweder zu Torf (= Humolith) oder aber zu Saprolith wird. Dennoch entstehen weitaus die meisten Humolithe im wesentlichen aus Resten von Makrophyten, während die meisten Saprolithe sich vorwiegend aus Mikroorganismen bilden.

Bei den in Entstehung begriffenen Torfen verwandelt sich gewöhnlich zunächst nur ein kleinerer Teil der hier überwiegend angehäuften Zellwandstoffe höherer Pflanzen durch milde Oxydation bei späterem O_2-Abschluß

2) Die nicht subaquatischen Sedimente dieser beiden Gruppen werden hier außer acht gelassen.

in breiig kolloidale, d. h. in teils gelöste, teils im Gelzustande befindliche Substanzen, und zwar in Form von Huminsäuren (Humifikation). Der größere Teil bleibt mikroskopisch und mikrochemisch nachweisbar noch längere Zeit als pflanzliche Zellwand erhalten, „mumifiziert" durch die anfänglich entstandenen Huminsäuren. Daher der Fasergehalt der meisten Torfe. Anders bei den Saprolithen, mag es auch zum Teil dieselbe Pflanzensubstanz sein, die den Torf gebildet hat.

Bei den Humolithen lassen sich zwei Gruppen voneinander scheiden. Die erste Gruppe entsteht durch typische Vertorfung = Euhumifikation. Hierbei entstehen durch gemäßigte Einwirkung von Sauerstoff als erste gesteinsbildende Oxydationsprodukte die Huminsäuren, die infolge Gegenwart von viel stagnierendem Wasser nicht oder doch kaum weiteroxydiert werden können und so zum Medium werden, in dem ein Teil der übrigen pflanzlichen Substanz sich vorläufig ohne weitere tiefergreifende chemische Umwandlung erhalten kann, bis er endlich später im weiteren Verlauf der Inkohlung mitergriffen wird. Zu dieser Gruppe gehören alle Humolithe, die unter oder im Niveau des Wasserspiegels (bzw. Grundwasserspiegels) entstehen [3]).

Das sind zunächst die Bildungen dystropher Seen (Dy, Laubdy), sodann die Torfgesteine der Flachmoore. Unter diesen wären zunächst die Sumpfmoore zu nennen, bei denen der Wasserspiegel noch öfter über das Niveau der Vegetationsdecke steigt, angefangen mit den baumlosen Sumpfmooren bis zu „Waldmooren", wie den Erlensumpfmooren, Cupress-Swamps usw. Aber auch dann, wenn keine Überflutung mehr statthat, wie zum Beispiel bei unseren Erlenstandmooren (mit *Urtica* und *Humulus*) findet noch Euhumifikation statt, da der Grundwasserspiegel auch hier noch dicht unter dem Niveau der lebenden Pflanzendecke liegt. Endlich sind hier die Hochmoortorfe zu nennen, die da, wo sie nicht von vornherein im Niveau des in diesem Fall Ca-armen Grundwasserspiegels entstehen, durch die Eigentümlichkeit der für sie bezeichnenden Sphagnen (Weißmoose) ein eigenes Wasserkissen schaffen, das durchaus mit dem Grundwasser verglichen werden kann. Dabei kann der liegende „wassertragende" Horizont fast von vornherein ein Hochmoortorf sein.

Die zweite Gruppe der Humolithe entsteht durch primäre oder sekundäre Vermoderung = Metahumifikation. Hier bleibt die abgelagerte Pflanzensubstanz ausschließlich angewiesen auf das atmosphärische Wasser, zu dessen längerer Bindung in diesem Fall keine Torfmoose zur Verfügung stehen. Daher werden die anfänglich gebildeten Huminsäuren bald weiteroxydiert, und mit ihnen schwindet der übrigen Pflanzensubstanz das Medium, das vor schnellerem Abbau schützt (vgl. R. Potonié & K. Stockfisch, Über Oxyhumodile. — Mitt. Labor. preuß. geol. L.-A., **16**, S. 1—37. Berlin 1932). Es erfolgt Anreicherung stabilerer Substanzen. Solche Torfe sind daher reicher an bitumenliefernden Stoffen. Hierher gehören als primäre Bildungen die sogenannten Waldmoortorfe, d. h. Humusdecken in gewissen ursprünglich torffreien Wäldern (nicht zu verwechseln mit den oben genannten „Waldmoortorfen"), Trockentorfe, Rohhumusdecken, Zwischenmoortorfe sowie die Decken toter Hochmoore. Eine sekundäre Bildung ist die sogenannte Moorerde, wie sie als Verwitterungsprodukt künstlicher oder auch von Natur

3) Hochmoore siehe weiter unten.

eintretender Entwässerung entsteht. Aber auch noch in einem sehr späten Stadium, nämlich bei den Braunkohlen, kann diese sekundäre Bildung entstehen (Oxyhumodile), nämlich bei durchlässigem Hangenden, Erosion usw. (vgl. Potonié & Stockfisch). Man spricht dann von Kohlenhumus, Schmierkohle, Farbkohle (Kasseler Braun), Namen, die z. T. zeigen sollen, daß sich die Kohle durch Neubildung junger Huminsäuren wieder einem torfähnlichen Zustand genähert hat, also durch sekundäre Huminsäurebildung und fortlaufende Weiteroxydation der Huminsäuren. Auch diese Kohlen sind bitumenreicher als ihre Ausgangsprodukte.

Zu einer besonderen Gruppe gehören diejenigen Humolithe, die sich im offenen Wasser bilden. So entstehen in Humusseen (dystrophen Seen) (vgl. z. B. Wasmund, Lakustrische Unterwasserböden. — Handbuch der Bodenlehre, **5**, S. 97—189, Berlin, 1930) Sedimente, die einwandfrei zu den Humolithen gehören und von den Limnologen als Dy und Tyrfopel bezeichnet werden. Dabei ist Dy (im engeren Sinne) der Niederschlag von kolloidal gelöst gewesenen ausgeflockten Huminsäuren und Tyrfopel (Naumann) derselbe Niederschlag durchsetzt von weniger weit abgebauten und subaquatisch abgelagerten Pflanzenresten. Kurz gesagt, handelt es sich in diesen Bildungen im Gegensatz zu den von vornherein stechbaren Torfen oder Humocollen um Humopele, die aber im weiteren Verlauf der Diagenese ebenfalls in Humocolle übergehen. Humopel findet sich auch in den Schlenken unserer Sumpfmoore. Erwähnt sei noch der Ausdruck Laubdy, weiter der Schwemmtorf, der aus aufgearbeitetem Torf gewöhnlicher Herkunft besteht.

Fossile Äquivalente der Humolithe sind z. B. die Braun- und Steinkohlen, von letzteren insbesondere die Glanzkohlen, während Mattkohlen wie die Bogheads fossile Äquivalente der Gyttjen, die Cannels aber fossile Vertreter der Humosapropele sind (vgl. R. Potonié & G. Bosenick, Zur Entstehung der Steinkohle. — Mitt. Labor. preuß. geol. L.-A., **19**, S. 75—110. Berlin 1933).

Regional finden sich die Humolithe wesentlich in humiden Breiten und hier auch in dystrophen Gewässern, kleinen Waldseen und relativ abflußlosen Gewässern, so in Skandinavien, Nordrußland, Kanada, Feuerland und zwar in Ca-freien Gebieten.

1. 12. Die Saprolithe, Schlammgesteine

Wie wir bei den Torfen nach genetischen Gesichtspunkten verschiedene Typen voneinander zu scheiden vermögen, so läßt sich dies auch bei den Saprolithen durchführen. Leiteten uns bei den Torfen die beiden Begriffe Vermoderung (= Metahumifikation) und Vertorfung (= Euhumifikation), so bei den Saprolithen die Begriffe Teilfäulnis (= Metasaprofikation) und Vollfäulnis (= Eusaprofikation). Das für den Geologen wichtigste der Einteilung nach dem heutigen Stande der Forschung wäre folgendes: Bei den Humolithen haben wir baldige Ausschaltung bakterieller Prozesse durch anfängliche Huminsäure-Bildung. Es entstehen Torfe usw., d. h. Produkte, die sich zur baldigen Inkohlung eignen. Bei den Saprolithen sehen wir im neutralen, höchstens schwach sauren oder am besten im alkalischen Medium zunächst koprogene und bakterielle Prozesse usw. (siehe unten), und es verbleiben Materialien, die in besonders hohem Maße zur Bituminierung geeignet sind.

Von den bezeichnenden Porphyrinen (Abkömmlingen von Chlorophyll bzw. Haemin) finden wir in den Humolithen typischerweise Deuteroätioporphyrin, in den Saprolithen typischerweise Desoxophyllerythroäthioporphyrin (und Desoxoxphyllerythrin) und Mesoätioporphyrin (und Mesoporphyrin). Mithin sind die Humolithe vorwiegend aus in frischem Zustande Blattgrün enthaltenden Organismen entstanden, während bei der Bildung der Saprolithe auch noch blutfarbstoffhaltige Organismen zugegen waren. An typischen Elementen sind zu nennen: für die Humolithe Chrom und Germanium; für die Gyttjen Phosphor und Brom; für die Sapropele Metalle (Kupfer, Nickel, Vanadium, Molybdän) und Stickstoff. Zur Bionomie der Saprolithe vergleiche:

Pompeckj, J. F.: Das Meer des Kupferschiefers. — Branca-Festschr., Leipzig 1914.
— : Kupferschiefer und Kupferschiefermeer. — Z. deutsch. geol. Ges., **72.** 1920.
Richter, Rud.: Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer. — Senckenbergiana, **13.** Frankfurt a. Main 1931.
Schmidt, H.: Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. — Fortschr. Geol., 12/38. Berlin 1935.

Bezüglich heutiger Ablagerungen vergleiche:

Krejci-Graf, K.: Heutige Meeresablagerungen. — Kali, **29.** 1935; Petroleum, **32.** 1936.

Die Saprolithe oder Schlammgesteine entstehen überwiegend planktogen vor allem in gemäßigten Breiten und zwar in kleinen und mittleren Seen, geschützten Meeresbuchten und austauschlosen Meerestiefen. Der Fazies nach handelt es sich um eutrophe und mesotrophe Seen und Meeresteile sowie um brackische Haffe und Limane.

1. 121. Sapropel, Vollfaulschlamm

Der Vollfäulnis oder Eusaprofikation unterliegt das Sapropel (= Faulschlamm). Es handelt sich bei der Umformung des in stagnierendem Wasser sedimentierten organischen Materials lediglich um Reduktion (H_2S) und bakterielle Verarbeitung bei anaeroben Bedingungen. Ausgangsmaterialien sind namentlich Plankton, aber auch Reste höherer Pflanzen usw., ersteres in größeren Wassertiefen fast ausschließlich, letztere an stagnierenden ufernahen Stellen zunehmend. Im Sapropel tritt die Dunkel- bis Blauschwarzfärbung durch Schwefeleisen als Folge starker Eiweißfäulnis unbedingt hervor. Eine Folge der Entwicklung von H_2S, der ins freie Wasser aufsteigt, dürfte eine Fällung der im Wasser gelösten Metalle sein (Anreicherung von Cu, Ni, V und Mo im Sapropel). Bei der Vollfäulnis (= anaeroben Eiweißfäulnis) bleibt der Stickstoffgehalt in viel höherem Maße erhalten als bei jeder anderen Form der Umbildung. Die lebhafte bakterielle Umbildung führt zur Zerstörung der organischen Formen und Strukturen.

Fossile Äquivalente des Sapropels sind z. B. der Kupferschiefer, Dictyonema-Schiefer usw.

Wasmund (1930) bezeichnet solchen Schlamm als „eigentlichen Faulschlamm" und bemerkt dazu, daß hier die Gyttjatypen im allgemeinen nicht hergehören.

Dem Wasmund'schen Begriff „eigentlicher Faulschlamm" entspricht der von R. Potonié gelegentlich benutzte Ausdruck Eusapropel (vgl. R. Potonié, Erdölentstehung. — Naturwissenschaften, **20,** S. 279—282, Berlin 1932).

1. 122. Gyttja, Halbfaulschlamm

Der Halbfäulnis oder Metasaprofikation unterliegt im Anfangsstadium unter aeroben Bedingungen die Gyttja (bei R. Potonié bisher = Metasapropel).

Von Wasmund (1930) wird definiert: Gyttja, sich reduzierendes und oxydierendes Material, das bakteriell und koprogen umgeformt wird. Sapropel, sich nur reduzierend und bakteriell umformend. Sicherlich ist es nicht nur limnologisch und meereskundlich, sondern auch geologisch gedacht von großem Wert, diesen Unterschied deutlich hervorzuheben. So ist die Bildung von Erdöl oder anderen Bitumgesteinen in erster Linie abhängig davon, ob die organischen Stoffe zunächst unter Gyttja-Bedingungen oder unter Sapropel-Bedingungen umgebildet wurden (Krejci-Graf, Erdöl. — Verst. Wiss., **28**, Berlin 1936 und R. Potonié, Neues zur Erdölentstehung. — Die Naturwissenschaften, **20**, S. 279—282, Berlin 1932).

Wir wollen diese Unterschiede zwischen Gyttjen und Sapropelen aber auf keinen Fall dadurch hervorheben, daß wir die Gyttjen nicht mehr zu den Saprolithen stellen. R. Potonié hat die Tatsache, daß bei den Gyttjen neben anderen Prozessen auch Fäulnisprozesse stattfinden (denen das Material bei weiterer Bedeckung mit Sediment immer deutlicher unterliegt), dadurch festgehalten, daß er den Begriff Teilfäulnis = Metasaprofikation einführte und die Gyttjen Metasapropele nannte. So wird auch von Wasmund (1930, S. 120) erwähnt, daß manche Typen der Gyttja, besonders die Algengyttja, zeitweilig oder dauernd zu Sapropel werden können.

Die Oxydation zu Beginn der Gyttja-Bildung bedingt ein Verschwinden labiler und eine Anreicherung stabilerer organischer Stoffe. Zu den verschwindenden oder sich stark vermindernden Stoffen gehört außer Eiweiß wenigstens lokal auch Zellulose, da hier der Schutz der Huminsäuren fehlt. Zu den sich anreichernden Stoffen gehören Fette, Pentosan und besonders Hornsubstanzen und Chitin, beide besonders in Wechsellagerung oder Verflechtung mit Kalk. Infolge des Verwesens der labilen Substanz in der oxydativen Phase ist die bakterielle Zerstörung in der reduktiven Phase viel weniger lebhaft als bei den Sapropelen; die Gerüstsubstanzen sind figuriert erhalten.

Die mehr im Litoral im Entstehen begriffene Gyttja ist die Förna, das ist ein Niederschlag der phanerogamen Vegetation, der zum Humosapropel hinübergreift; im übrigen aber ist die jüngste Gyttja als Äfja zu bezeichnen, nämlich im Zustand des noch kaum zersetzten im wesentlichen planktogenen Sediments, das zum Faulschlamm (siehe unten) hinübergreift. Wenigstens in mittelgroßen Seen bis etwa 250 ha (1000 Morgen) ist in unserem Gebiete der reichen Litoralflora eine überwiegende Rolle bei der Entstehung des gyttjabildenden Detritus zuzuschreiben.

Fossiles Äquivalent der Gyttja sind z. B. die Bogheadkohlen, der Kuckersit, Marahunit usw.

1. 2. Die Akaustobiolithe

Dieser Fachausdruck ist von H. Potonié als Gegensatz zu den Kaustobiolithen gedacht. Auch bei den Akaustobiolithen handelt es sich um Gesteine, die aus den Resten von Lebewesen entstehen, es verbleiben aber nur die anorganischen Bestandteile der Lebewesen wie insbesondere Kalk

und Kieselsäure, oder aber es werden anorganische Substanzen durch die Tätigkeit oder das bloße Vorhandensein der lebenden Organismen oder aber durch die Umsetzungsprozesse nach ihrem Tode angehäuft. Somit enthalten viele der Akaustobiolithe in ihrem Anfangsstadium organische Substanzen und stehen somit anfangs bei den Kaustobiolithen oder aber auf der Grenze zwischen diesen und den Akaustobiolithen.

Zu den Akaustobiolithen stellen wir:

1. die (Bio)Kalziolithe oder Kalkgesteine,
2. die (Bio)Siderolithe oder Erze,
3. die (Bio)Silikolithe oder Gurgesteine,
4. die Biopelite oder Schlickgesteine.

1. 21. Die (Bio) Kalziolithe, Kalke und Kreiden (Kalkgesteine)

Als erste Gruppe der Akaustobiolithe wären die Kalziolithe zu nennen, also die Kalkgesteine und Kreidegesteine, wobei die Zusätze „Kalk" und „Kreide" als Zustandsbezeichnungen aufgefaßt werden sollen. Ein Ausdruck wie Wiesenkalk, Moorkalk, Seekalk für eine mit dem Spaten stechbare Bildung wäre also nicht glücklich. Die von unseren Seen her bekannte rezente Bildung ist also besser als Seekreide zu bezeichnen, wenn auch die Kreide wiederum zumeist auf Bildungen vom Charakter des Weichgesteins verweist (vgl. den Begriff Weichbraunkohlen = Humodile im Gegensatz zu den Torfen = Humocolle). H. Potonié (Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., 55, Bd. I: Die Sapropelite, S. 1—251, Berlin 1908) würde in Anlehnung an unsere Nomenklatur die Seekreide Kalziocoll genannt haben. Näheres über Seekreide vgl. z. B. Wasmund, 1930, S. 108 ff. sowie H. Potonié, 1908, S. 182 ff. und R. Potonié & O. Seitz, Geologie (274 Seiten, Berlin u. Leipzig 1925, S. 58 und 122). Als rezentes Beispiel seien ferner die Riffkalke genannt (vgl. z. B. Potonié & Seitz, 1925, S. 119). Ein besonderer zu den Psammiten neigender rezenter Typus ist der Schill aus lockeren Molluskenschalen (vgl. Wasmund, 1930, S. 110—111).

Als fossile Beispiele seien genannt die Kalktuffe, Kalkoolithe und Travertine.

Genetisch sind die Kalziolithe:

1. phytogen wie die „Seekreiden" (Charazeenkalke, Potamogetonkalke), gewisse Riffkalke usw.,
2. Zoogen wie der Schill (vgl. die etwas andersartige Definition von Fischer & Udluft), gewisse Riffkalke usw.,
3. bakteriogen wie der Kalkschlamm der Bahama-Inseln (Bavendamm, Die mikrobiologische Kalkfällung in der tropischen See. — Arch. Mikrobiol., 3/2, Berlin 1932).

Die chemischen und physikalischen Bedingungen der Sedimentation sind also physiologischer Natur, aber auch thermischer usw., wobei die Bedeutung der einzelnen Natur Auffassungssache ist. Bei der Verwesungsfällung handelt es sich um Bildung von Ammoniumkarbonat.

Regional finden sich die Kalziolithe vorwiegend in warmen Gewässern wie in den Tropen, aber auch in der gemäßigten Zone.

Der Fazies nach handelt es sich um limnisches Litoral, warme Flachmeere, z. T. aber auch um die Tiefsee.

1. 22. Die (Bio) Siderolithe, Erze

Bei den Siderolithen oder Erzen kommt es für uns hauptsächlich darauf an, wie sie in unser System eingereiht werden, deshalb können sie kurz behandelt werden, wobei auf das umfangreiche Schrifttum verwiesen sei.

Als rezente Beispiele seien genannt:

Weißeisenerz, See-Erz, Ocker, Glaukonit; als fossile Äquivalente Kohleneisenstein, Minette und Glaukonit. Der Genese nach handelt es sich, soweit wir die Erze zu berücksichtigen haben, vorwiegend um bakteriogene Vorgänge, wir beschäftigen uns also mit demjenigen Teil der Erze, der zu den Biolithen gehört. Die chemischen und physikalischen Bedingungen der Sedimentation sind gegeben durch Oxydation, Fällung, mechanische Aufbereitung, Eisenhumatbildung usw. Regional entstehen die biolithischen Siderolithe in nördlichen humiden Breiten und zwar faziell im limnischen Litoral und marinen Litoral.

1. 23. Die (Bio) Silikolithe, Gurgesteine

Die Silikolithe oder Gurgesteine sind hier zu den Akaustobiolithen gestellt worden, weil ihr eventuell vorhandener organischer Inhalt mit der Fossilisation weitgehend verloren gehen kann (Kieselgur), und weil ein Teil von ihnen von vornherein kaum organische Substanz enthält (Radiolariengur). Im Grunde genommen aber nimmt die „ausgelaugte" bzw. verwitterte und daher fast rein anorganische (wenn auch organogene) Kieselgur eine Sonderstellung ein. Schon bei der Kieselgur von Oberohe enthalten große Teile des Lagers einen (z. T. sogar recht beträchtlichen) Gehalt an organischer Substanz (vgl. W. Benade & R. Potonié, Über die interglaciale Kieselgur. — Mitt. Labor. preuß. geol. L.-A., **19**, S. 59—73. Berlin 1933). Man denke auch an das Brennen der Gur.

Als rezente Beispiele sind bereits Kieselgur und Radiolariengur genannt, hinzugefügt sei noch die Spongiengur. Die fossilen Zustände wären dann Diatomit und Radiolarit. Bekannte petrographische Bezeichnungen für diagenetisch fortgeschrittene Gesteine sind Hornstein und Kieselschiefer.

Die Entstehung dieser Gesteine beginnt mit der Sedimentation mikroskopisch kleiner Organismen oder Organismenteile mit Kieselskelett, so der Diatomeen, Radiolarien und Spongiennadeln.

Chemisch und physikalisch handelt es sich dabei um ± weitgehende Verwesung der organischen Bestandteile bei Verbleib der anorganischen Skelettsubstanz.

Das Verbreitungsgebiet der Silikolithe reicht von der subarktischen bzw. subantarktischen bis zur tropischen Zone, wo wir sie in limnischer und mariner Fazies vorfinden.

1. 24. Die Biopelite, Schlickgesteine

Wenn die Biopelite oder Schlickgesteine zu den Akaustobiolithen gestellt werden, so ist dies nicht ganz so verständlich wie bei den Silikolithen.

Spielt doch hier die organische Substanz sowohl für die Genese als auch rein theoretisch (in der Erdölliteratur) eine bedeutende Rolle. Dennoch muß zugegeben werden, daß es sich nur um geringere Mengen organischer Substanz handelt (vgl. z. B. Benade, Gutachten über den Schlick auf Sylt. — Archiv der preuß. geol. L.-A., sowie Hecht, Verbleib der organischen Substanz. — Senckenbergiana, **15**, 1933).

Ein rezenter Schlick ist also ein (feinsandig) toniges Gebilde mit einem gewissen Inhalt an organischen Stoffen.

Im rezenten Zustand sprechen wir von Wattenschlick, Flußschlick, Mangrove-Schlick und Quellschlick. Hinzugefügt seien noch die Phosphatgesteine. Die limnischen und marinen Gyttja-Tone neigen bereits stark zu den Saprolithen.

Fossile Zustände sind die Flysch-Tone, der Wellenkalk usw.

Bei der Genese beteiligen sich die Organismen, so heute *Zostera, Salicornia herbacea* usw. zunächst als Sedimentfänger (vgl. z. B. H. Potonié, Die rezenten Kaustobiolithe. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **55**, Bd. II: Die Humusbildungen. 326 Seiten. Berlin 1911, S. 185 ff.). Hinzu kommen Schleimbildung durch Diatomeen sowie koprogene und bakteriogene Prozesse.

Zu den chemischen und physikalischen Bedingungen wäre zunächst zu sagen, daß trotz des verhältnismäßig geringen Gehaltes der Biopelite an C-haltiger organischer Substanz ein hochgradiger Quellungszustand vorhanden ist, womit noch einmal deutlich wird, welche große Rolle die organische Substanz für die Biopelite mindestens anfangs spielt, mag auch der C-Gehalt später oft verlorengehen. Wichtig sind weiter reduktive Prozesse, die von oxydativen eingeleitet werden.

Verbreitet finden wir die Schlicke von der gemäßigten Zone bis in die Tropen, wo sie in Watten, Mangroven, Flüssen und an Quellen anzutreffen sind.

2. Die Abiolithe

Der Begriff Abiolithe wird nötig, um diejenigen Unterwasserablagerungen zusammenzufassen, deren Entstehung völlig frei ist vom Einfluß der Lebewesen. Hierher wären zu stellen:

1. Die Pelite oder Tongesteine.
2. Die Psammite oder Sandgesteine.

2. 1. Die Pelite, Tone (Tongesteine)

Rezent ist der Ton allgemein bekannt. Fossil sei nur der Tonschiefer erwähnt.

Über die Genese ist zu sagen, daß es sich um die Sedimentation von im wesentlichen unlöslichen feinsten anorganischen Gesteinsmaterialien handelt, die durch fluviatile Erosion oder durch limnische und marine Abrasion entstanden sind, und zwar erfolgt (um gleich die chemischen und physikalischen Bedingungen zu klären) diese Sedimentation sowohl im Frisch- als auch im Still-Wasser und dies im allgemeinen im Bereich von Strömungen und Wellen. Ton ist hierbei ein mineralisches Gemenge von Teilchen bestimmter Korngrößen, in dem die Tonmineralien stets eine gewisse Eigenschaften bedingende Rolle spielen.

Der regionalen Verbreitung nach finden sich die Pelite in ariden und nivalen Gebieten sowie in humiden Gebieten mit Schlick und Schlamm vergesellschaftet.

Übersicht der Unterwasserböden

Oberbegriff	rezenter Zustand in Beispielen	fossiler Zustand in Beispielen	genetische Herkunft	chemische und physikalische Bedingungen der Sedimentation oder Zustände des Produktes	regionale Verbreitung	fazielle Ausbildung
Subaquatische Sedimente Unterwasserablag.						
1. Biolithe 1.1. Kaustobiolithe Brennsteine 1.2. Akaustobiolithe 2. Abiolithe						
1.11. Humolith Torf(gestein)	Flachmoortorf „Waldmoortorf“ Hochmoortorf Moorerde, Dy	Braunkohle Steinkohle (insbesondere Glanzkohle)	phytogen	teilweise a. d. Luft, teilweise O_2-Abschluß. Humifikation, später Inkohlung	wesentlich humide Breiten. Dystrophe Gewässer, kleine Waldseen und relativ abflußlose Gewässer	Flachmoor Waldmoor Hochmoor Humusseen
1.12. Saprolith Schlamm(gestein)	Sapropel Vollfaulschlamm	Kupferschiefer	fast ganz planktogen in größeren Gewässern	Sapropel: reduktiv (H_2S) anaerob	überwiegend in gemäßigten Breiten, in kleinen und mittleren Seen, geschützten Meeresbuchten, austauschlosen Meerestiefen	eutrophe Seen und Meeresteile. Brackische Haffe und Limane
	Gyttja Halbfaulschlamm	Bogheadkohle	überwiegend planktogen	Gyttja: zum Teil oxydativ (koprogen) aerob		
1.21. (Bio) Kalziolith Kalk(gestein) Kreide(gestein)	Seekreide Quellkalke Riffkalke Schill	Kalktuffe Kalkoolithe Travertin	phytogen zoogen bakteriogen Fällung	physiologische, thermische, Verwesungs-Fällung (Ammoncarbonat)	vorwiegend warme Gewässer. Tropen und gemäßigte Zonen	limnisches Litoral warme Flachmeere, zum Teil Tiefsee
1.22. (Bio) Siderolith Erz usw.	Weißeisenerz, See-Erz, Ocker, Glauconit, Sed. Mn-Erze	Kohleneisenstein, Minette, Glauconit	vorwiegend bakteriogen	Oxydation, Fällung, mechanische Aufbereitung. Eisenhumatbildung	nördliche humide Breiten	limnisches Litoral marines Litoral
1.23. (Bio) Silikolith Gur(gestein)	Kieselgur Radiolariengur Spongiengur	(Diatomit Radiolarit) Hornstein Kieselschiefer	Diatomeen Radiolarien Spongiennadeln	Verwesung bei Resistenz physiolog. anorg. Baustoffe	tropisch bis subarktisch antarktisch	limnisch und marin
1.24. Biopelit Schlick(gestein)	Wattenschlick Flußschlick Mangrove-Schlick limnische und marine Gyttja-Tone Quellenschlick Phosphatgesteine	Wellenkalk Flysch-Tone	Beteiligung von Organismen als Sedimentfänger. Schleimbindung. (koprogen bakteriogen)	trotz geringem C-Gehalt (der später oft verloren geht) hochgradiger Quellungszustand. reduktiv, z. T. oxydativ	Tropen bis gemäßigte Zone	Watten, Mangroven, Flüsse, Quellen
2.1. Pelit Ton(gestein) 2.2. Psammit Sand(gestein) 2.3. Halite Salz(gestein)	Tone Sande Schotter Salz, Gips	Tonschiefer Sandsteine Konglomerate Fanglomerate	fluviatile Erosion limnische und marine Abrasion	Sedimentation in Frisch- und Still-Wasser. Im allgemeinen im Bereich von Strömungen und Wellen	in ariden und nivalen Gebieten fast ausschließlich (dazu Solen in humiden Gebieten mit Schlick und Schlamm vergesellschaftet)	Fließgewässsr, Litoral u. Profundal der oligotrophen Gewässer, Litoral der eutrophen Seen, Küstennähe der Schelfmeere, Tiefsee

Der Fazies nach handelt es sich um Fließgewässer, um das Litoral und Profundal der oligotrophen Seen, um das Litoral der eutrophen Seen, um die Küstennähe der Schelfmeere und endlich um die Tiefsee.

2. 2. Die Psammite, Sandgesteine

Die Psammite oder Sandgesteine brauchen hier ebenfalls nur erwähnt zu werden.

Als rezente Beispiele nennen wir die Sande und die Schotter, als fossile Beispiele die Sandsteine, Konglomerate und Fanglomerate (vgl. Wasmund, 1930, im Handb. d. Bodenlehre).

Im übrigen ist fast dasselbe zu sagen wie bei den Tongesteinen. Im Hinblick auf die Fazies wäre auch die Tiefsee nicht auszuschließen (vgl. z. B. Philippi). Definiert werden die Sande usw. durch Korngröße (vgl. G. Fischer & H. Udluft, Einheitliche Benennung der Sedimentgesteine. — Jb. preuß. geol. L.-A., 56, S. 519 bis 538, Berlin 1936).

2. 3. Halite

Auch die Halite oder Salzgesteine seien nur der Vollständigkeit halber erwähnt. Sie sind Unterwasserablagerungen, die unter gewissen Bedingungen zur Ausscheidung kommen. Das diesbezügliche Schrifttum ist leicht zugänglich.

Eine Zusammenfassung der vorstehenden Ausführungen enthält die Übersichtstafel.

Urschrift eingegangen am 25. August 1937
Druckauftrag erteilt am 8. Jannar 1938

Zur Kenntnis der Gattung *Zaphrentis* (Anthoz., Tetracorall.) und der sogenannten Zaphrentiden des Karbons

Von Otto H. Schindewolf, Berlin

Hierzu Tafel 44 und 45

Inhalt

Seite

I. Vorwort 439
II. Genus *Zaphrentis* Raf. & Clift 440
Zaphrentis cornicula (Lesueur) 441
III. „Genus" *Hapsiphyllum* Simpson 445
Hapsiphyllum calcariforme (Hall) 445
IV. Zur Nomenklatur der sog. Zaphrentiden des europäischen Karbons *(Hapsiphyllum, Zaphrentoides, Triplophyllum)* 448
V. Zusammenfassung 452
VI. Schriften 452

I. Vorwort

Auffallenderweise ist unsere Kenntnis der meistgenannten paläozoischen Korallengattungen am geringsten und erheblich weniger exakt als die der selteneren Formengruppen. Die weitaus häufigsten Korallennamen, die im geologischen und paläontologischen Schrifttum über das Paläozoikum auftreten, sind *Petraia, Zaphrentis, Cyathophyllum, Campophyllum* und einige andere. Es sind das Gattungsbezeichnungen, die vor langer Zeit, teilweise vor über 100 Jahren, geprägt und in der Folge willkürlich auf die verschiedenartigsten Objekte übertragen worden sind, die vielfach mit den ursprünglich gemeinten Formen nicht das mindeste mehr zu tun haben.

Das Streben nach einer reinlichen Systematik und Nomenklatur der Korallen macht es unmöglich, diese verwässerten und dadurch nahezu bedeutungslos gewordenen Sammelnamen weiterhin unbesehen anzuwenden. Es erwächst uns daher die Pflicht, durch eine Analyse der Genotypen den ursprünglichen Begriffsinhalt der später in unzulässiger Weise erweiterten und in ihrer Bedeutung verschobenen Gattungen klarzustellen. Vorbildliche Arbeit in dieser Hinsicht ist in den letzten Jahren von W. D. Lang und S. Smith geleistet worden.

Was die oben genannten Korallengattungen angeht, so habe ich mich in einer früheren Studie (1931) bemüht, eine Neudarstellung des Genus *Petraia*

zu geben, die sich auf das Originalmaterial des Grafen Münster stützte. Es ließ sich zeigen, daß *Petraia* einen wohlumgrenzten Formenkreis mit ganz bestimmten Merkmalszügen bildet. Deren Beachtung sollte es in Zukunft unmöglich machen, eine jede schlecht erhaltene Einzelkoralle von einfachem Septenbau mit diesem Gattungsnamen zu belegen, wie es bis dahin allgemein geschah.

Bei meinen Studien über die „Zaphrentiden" des deutschen Unterkarbons wurde ich nunmehr vor die Notwendigkeit gestellt, mich mit dem Gattungsbegriff *Zaphrentis* auseinanderzusetzen. Die karbonischen Einzelkorallen mit deutlich ausgebildeter, geschlossener Fossula und ohne Kolumella sind bisher fast ausnahmslos zu *Zaphrentis* gestellt worden. Schon ein flüchtiger Vergleich mit dem Genotyp hätte zeigen müssen, daß das zu Unrecht geschieht.

Auf einige Unterschiede, die zwischen den karbonischen Formen und dem Typus von *Zaphrentis* bestehen, wies S. Smith (1931, S. 3—4) bereits hin und drückte damit Zweifel an der Zusammengehörigkeit aus. Später hat B. H. Grove (1935) die karbonischen „Zaphrentiden" Nordamerikas teils zu *Hapsiphyllum* und einigen anderen „Gattungen" Simpson's gestellt, teils zu ihrer Aufnahme die neue Gattung *Neozaphrentis* begründet, die ihrem Inhalte nach dem Begriff von *Zaphrentis* aut. (non *Zaphrentis* Raf. & Cliff., s. str.) entspricht. Auch A. W. Grabau (1928), O. H. Schindewolf (1930 b, c) und einige andere Autoren hatten zuvor bereits die Anwendung des Namens *Zaphrentis* auf karbonische Formen vermieden und dafür die Gattungsbezeichnung *Hapsiphyllum* Simps. benutzt.

Um hier zu weiterer Klarheit vorzudringen und eine einwandfreie Nomenklatur der karbonischen Formen anzubahnen, müssen zunächst die Typen von *Zaphrentis* und *Hapsiphyllum* näher untersucht werden, was meines Wissens bisher nicht geschehen ist. Die Diplotypen im Sinne von J. B. Knight, d. h. die Holotypen der Genotypen, selbst stehen mir leider nicht zur Verfügung, wohl aber einwandfrei bestimmtes Material und teilweise Topotypen, die völlig ausreichen, die betreffenden Art- und Gattungsmerkmale festzulegen.

Für freundliche Überlassung des Untersuchungsstoffes bin ich den Herren E. Bederke (Geol.-Paläont. Inst. Breslau) und W. O. Dietrich (Geol.-Paläont. Inst. Berlin) zu aufrichtigem Dank verbunden. — Die Zeichnungen der beiden Tafeln wurden von mir mit Hilfe des Edipolaris-Zeichenapparates der Firma E. Leitz-Wetzlar hergestellt. Die Photographien und ihre teilweise vorgenommene Überzeichnung verdanke ich Herrn Kartographen U. Nagel.

II. Genus *Zaphrentis* Raf. & Cliff.

Zaphrentis wurde von C. S. Rafinesque & J. D. Clifford (1820, S. 234) als ein Subgenus von *Turbinolia* aufgestellt. Sie umfaßte bei diesen Autoren fünf „Arten", die anscheinend alle aus dem Mitteldevon der Ohio-Fälle bzw. von Kentucky stammen. Infolge der ungenügenden Beschreibung konnte in der Folgezeit nur eine dieser Arten wiedererkannt werden: *Zaphrentis phrygia* Raf. & Cliff.

Im gleichen Jahre beschrieb Ch. A. Lesueur (1820, S. 297) eine neue Art *Caryophyllia cornicula* vom Erie-See und aus Kentucky, die offenbar mehrere verschiedene Formen umfaßt, darunter auch *Zaphrentis phrygia* Raf. & Cliff.

H. M. Edwards & J. Haime stellten 1851 (S. 327) das Zusammenfallen bzw. Überschneiden der beiden Artnamen fest und gaben zum ersten Male eine vollständigere Beschreibung der betreffenden Form unter der Bezeichnung *Zaphrentis cornicula*. Seitdem wird die Art bald unter dem einen, bald unter dem anderen Namen geführt. Welche der beiden Publikationen vor der anderen erschienen ist, wird sich heute kaum mehr einwandfrei feststellen lassen. Edwards & Haime waren offenbar der Auffassung, daß die Abhandlung Lesueur's der von Rafinesque & Clifford zeitlich vorangeht; zum mindesten aber wird man beide als praktisch gleichzeitig betrachten dürfen. Dann aber tritt Art. 28 der Int. Nomenklaturregeln in Kraft. Da Edwards & Haime als die „ersten revidierenden Autoren" sich für *cornicula* entschieden haben, muß diese Wahl als bindend gelten.

Im Jahre 1850 wurde erstmalig ein Typus der Gattung *Zaphrentis* festgelegt: Edwards & Haime (1850, S. LXV) bestimmten als Typusart *Zaphrentis patula* (Mich.). Da diese Art indessen erst 26 Jahre nach Aufstellung von *Zaphrentis* beschrieben wurde, deren Autoren also nicht bekannt war, kommt sie nach Art. 30, II der Int. Nomenklaturregeln nicht in Betracht. Den Genotyp kann vielmehr einzig und allein *Zaphrentis cornicula* (= *Z. phrygia)* bilden, wie M. O'Connell (1914) in einer historisch-kritischen Studie klar herausgearbeitet hat. *Z. phrygia* wird dabei von O'Connell, in Übereinstimmung mit Edwards & Haime, als Synonym von *cornicula* behandelt. Auch G. A. Stewart, die eine noch unveröffentlichte Bearbeitung der mitteldevonischen Korallen von Ohio durchgeführt hat, schließt sich dieser Auffassung an, wie sie mir freundlicherweise brieflich mitteilte.

Die Merkmale von *Z. cornicula* sind mithin für die Fassung der Gattung *Zaphrentis* im eigentlichen, engeren Sinne maßgebend. Die wichtige Studie M. O'Connell's beschränkt sich allein auf eine formale Klärung der Typenverhältnisse, trägt jedoch zur Kenntnis der typischen Art selbst nichts bei. Im folgenden soll versucht werden, diese Lücke auszufüllen. Wir verfolgen dabei nicht die Absicht, die Synonymie der Gattung und Art in möglichster Vollständigkeit darzustellen, sondern es kommt uns nur auf eine Klärung der wesentlichen Eigenschaften des inneren Baues an, wesentlich unter dem Gesichtspunkte, ob die karbonischen Formen damit kongenerisch sind oder nicht.

Zaphrentis cornicula (Lesueur)

Taf. 44, Fig. 1 a—c, 2 a—b

1820 *Carpophyllia cornicula* Lesueur, S. 297.
1820 *Turbinolia (Zaphrentis) phrygia* Rafinesque & Clifford, S. 235.
1836 *Carpophyllia cornicula* Edwards in de Lamarck, S. 351.
1850 *Caninia punctata* d'Orbigny, S. 105. [Fide Edwards & Haime.]
1851 *Zaphrentis cornicula* Edwards & Haime, S. 327, Taf. 6, Fig. 1, 1a—e.
1853—61 *Zaphrentis cornicula* de Fromentel, S. 287.
1876 *Cyathophyllum cornicula* Rominger, S. 102, Taf. 35 e. p.
1883 *Heliophyllum corniculum* Hall, S. 311, Taf. 23, Fig. 9.
1887 *Zaphrentis phrygia* Hall & Simpson, S. XI. (Als Typus von *Zaphrentis* bezeichnet.)
1889 *Zaphrentis phrygia* Miller, S. 208. (Als Typus von *Zaphrentis* bezeichnet.)
1909 *Heliophyllum corniculum* Grabau & Shimer, S. 68, Abb. 104.

1911 ? *Heliophyllum* cf. *corniculum* Cleland, S. 29, Taf. 1, Fig. 2.
1913 ? *Heliophyllum* cf. *corniculum* Swartz, S. 206, Taf. 21, Fig. 3—6.
1914 *Zaphrentis cornicula* O'Connell, S. 180 ff. (Als Typus von *Zaphrentis* bezeichnet.)
1932 *Heliophyllum corniculum* Werner, S. 118.

J. Hall (1883, S. 311) rechnete, nachdem auch schon Edwards & Haime (1851, S. 328) eine entsprechende Vermutung ausgesprochen hatten, weiterhin *Cyathophyllum ammonis, dilatatum* und *conicum* de Castelnau (1843, S. 48, Taf. 21, Fig. 1, 3 bzw. 4) hierher. Die überaus dürftigen Kennzeichnungen und völlig ungenügenden Abbildungen lassen aber wohl kaum ein begründbares Urteil zu.

Der nachfolgenden Beschreibung legen wir ein Stück aus dem mitteldevonischen Onondaga limestone (Jeffersonville formation) der Falls of the Ohio zugrunde, das sich im Besitz des Geol.-Paläont. Inst. Berlin befindet. Es entstammt also dem gleichen Fundpunkt wie die von Rafinesque & Clifford beschriebene *Zaphrentis „phrygia"*.

Das Exemplar stimmt völlig mit den Beschreibungen überein, die beispielsweise H. M. Edwards & J. Haime und J. Hall gegeben haben. Die Höhe beträgt 36 mm, der Durchmesser des nahezu kreisrunden Kelches 27 mm. Das Polypar ist kegelförmig und stark hornförmig gebogen. Die Wand zeigt kräftige Querrunzelung und verschiedene tiefere Einschnürungen; außerdem sind Andeutungen von Längsrippen erkennbar. Da das Stück, wie alle übrigen Korallen des genannten Fundpunktes, verkieselt ist, sind die Feinheiten der Skulptur zerstört. Durch unvollständige Verkieselung und Fortführung kalkiger Partien ist auch das Innere leider nur mäßig erhalten und weist mehr oder weniger große Löcher auf.

Der Kelch (Taf. 44, Fig. 1a) ist tief mit steil abfallenden Wänden; er mag bei unverletztem Kelchrande eine Tiefe von etwa 17 mm besessen haben. Auf dem angegebenen Größenstadium sind insgesamt 74 SS. I. und II. O. entwickelt. Sie sind fein, dicht gedrängt und sehr regelmäßig angeordnet. Soweit ihr Rand unversehrt ist, zeigt er eine kräftige Zähnelung. Den teilweise recht langen Dornen entsprechen auf der Seitenwand des Septums abgerundete Leisten, die am axialen Septenrand nahezu horizontal gestellt bzw. leicht schräg nach oben gegen die Mitte geneigt sind. Diese Zähnelung ist besonders gut im unteren Teile der Kelchgrube vor dem Erscheinen der SS. II. O. an den hier stärker vorspringenden Rändern der SS. I. O. zu beobachten. Auf dem Kelchboden wird von den Septenrändern eine ringförmige flache Vertiefung, dann ein kreisrunder Wall und im Zentrum eine trichterförmige Einsenkung gebildet.

An der konvexen Seite des Polypars ist eine lange, schmale Fossula[1]) entwickelt, die von zwei SS. I. O. nahezu parallelwandig begrenzt wird. In

1) Diese üblich gewordene Ausdrucksweise ist an sich nicht korrekt. Morphogenetisch ist es so, daß zwei Fossulae zu beiden Seiten des Hauptseptums vorliegen, deren jede einer Seitenfossula analog ist. Durch Reduktion des Hauptseptums verschmelzen die beiden Fossulae zu einer scheinbar einheitlichen Grube. Im praktischen Gebrauche ist es kein großer Fehler, von der Hauptfossula zu reden, soweit man dabei ihren ursprünglich zusammengesetzten Charakter nicht vergißt.

ihr liegen das kurze, nur wenig vorspringende Hauptseptum und zwei weitere Septen, die entweder SS. II. O. oder in Entwicklung begriffene SS. I. O. sind. Die Breite der Fossula ist nur unwesentlich größer als der normale Raum von einem bis zum übernächsten S. I. O. Sie hebt sich infolgedessen lediglich durch ihre mäßig tiefe Einsenkung in die Kelchwand und durch die Kürze des Hauptseptums heraus. Das Gegenseptum ist ebenfalls kürzer als die benachbarten SS. I. O.; es wird von zwei SS. II. O. eingefaßt, die erheblich weiter an der Kelchwand hinabreichen als die übrigen SS. II. O. Der Kelchrand ist korrodiert; es sind hier etwa fünf Kränze von Dissepimenten zu beobachten. Ferner sind an der Peripherie des Kelches stellenweise Carinae von ausgesprochenem „yard-arm"-Typus festzustellen (vgl. D. Hill, 1935, S. 501).

Von diesem Stücke wurden drei Querschliffe bei 4,5, 5,5 und 12 mm Durchmesser hergestellt. Der kleinste Schliff ist unbrauchbar infolge starker Verkieselung, die nahezu alle Einzelheiten zerstört hat. Der nächstgrößere Schliff ist zwar auch nicht gerade ideal in der Erhaltung, ermöglicht jedoch eine hinreichende Aufklärung des inneren Baus. Seine Wiedergabe in Taf. 44, Fig. 1 b bedarf nur weniger Erläuterungen. Die Septen sind hier außerordentlich breit, keilförmig, plump und lassen nur wenige, schmale Zwischenräume frei. Das Hauptseptum ist lang, keilförmig. Es liegt in einer breiten Fossula, die gegen das Zentrum nicht von den angrenzenden Septen abgeschlossen ist. Das Gegenseptum ist kurz. Durch besondere Breite sind die beiden Seitensepten herausgehoben. Die Hauptquadranten zeigen je 3 SS. I. O., die beiden Gegenquadranten je 6 [2]).

Den oberen, vom Rande her leider stark zerfressenen Querschliff zeigt Fig. 1 c auf Taf. 44. Auch hier besitzen die Septen noch eine breit keilförmige Gestalt und starke stereoplasmatische Verdickung. Die Symmetrieebene hebt sich deutlich heraus durch die breite Fossula an der konvexen Polyparseite, in der das gut gekennzeichnete schmale Hauptseptum liegt, und anderseits durch das Gegenseptum, das kürzer bleibt als die benachbarten SS. I. O. und an das sich jederseits ein S. II. O. anlegt. Als wesentlich heben wir nur noch hervor, daß auch hier die Fossula gegen das Zentrum geöffnet ist. Zwar sind einige der SS. I. O. in den Hauptquadranten leicht gegen das innere Ende der Fossula eingekrümmt, sie sind indessen nicht miteinander verbunden und legen sich nicht völlig um die Fossula herum, um sie gegen das Zentrum abzuschließen. Lediglich einige Bödenschnitte heben sich aus der alles erfüllenden Stereoplasmamasse heraus und verbinden das Hauptseptum mit einigen der am Rande der Fossula gelegenen SS. I. O. Die SS. II. O. sind kurz und an die entsprechenden SS. I. O. angelehnt. Die Verteilung der Septen ist etwas asymmetrisch dergestalt, daß die beiden Hauptquadranten 9 bzw. 7, die Gegenquadranten 7 bzw. 8 SS. I. O. enthalten.

Aus dem Geol.-Paläont. Inst. Breslau liegen mir ferner aus dem Mitteldevon von Louisville (Kentucky) zwei weitere Stücke vor, die, soweit ich sehe, mit *Zaphrentis cornicula* identisch sind. Das größere von ihnen erreicht

2) Von einer Unterscheidung zwischen Proto- und Metasepten sehen wir bei diesen und den weiterhin folgenden Zahlenangaben ab. Da meiner Auffassung nach, die ich 1930 (a u. b) begründet habe, insgesamt 6 Protosepten anzunehmen sind, beträgt die Zahl der Metasepten in einem jeden Quadranten: x—1.

einen Durchmesser von 28 mm und besitzt insgesamt 80 Septen. Von ihm wurde eine Serie von Schliffen bei 2,5, 5, 10, 25 und 26 mm Durchmesser hergestellt. Die beiden unteren Schliffe sind infolge von Verkieselung unbrauchbar. Der Schliff bei 10 mm Durchmesser stimmt mit dem in Taf. 44, Fig. 1 c wiedergegebenen in allen wesentlichen Einzelheiten überein. Wir finden hier die gleichen keilförmigen, stark stereoplasmatisch verdickten Septen und ebenso eine offene, gegen das Zentrum nicht abgeschlossene Fossula.

Dieses Stück bietet uns Gelegenheit, weiterhin auch die reifen Wachstumsstadien im Schnitt kennenzulernen. Wir bilden Taf. 44, Fig. 2 a einen Schliff von 25 mm Durchmesser ab. Im Gegensatz zu den jugendlichen Entwicklungsstadien sind die Septen hier dünn und durch relativ weite Zwischenräume voneinander getrennt. Sie zeigen in regelmäßigen Abständen knotenförmige Verdickungen, die offenbar durch schräg getroffene Septalleisten bedingt sind. An der äußersten Peripherie dieses (und deutlicher noch an der des größeren, nicht abgebildeten) Schliffes sind dagegen typische „yardarm"-Carinae zu beobachten. Das hängt teilweise damit zusammen, daß die Septalleisten in der Nähe der Wand nahezu senkrecht geschnitten sind; zum anderen aber müssen sie hier offenbar auch kräftiger und mehr in Form aufgesetzter Lamellen ausgebildet sein als im axialen Abschnitt der Septen. Die SS. II. O. sind stark entwickelt und haben etwa die halbe Länge der SS. I. O. Die dem Gegenseptum benachbarten SS. II. O. erreichen nahezu die gleiche Länge wie dieses selbst.

Der Aufbau des Querschnittes ist streng bilateral-symmetrisch; die Symmetrieebene wird bezeichnet durch das Haupt- und Gegenseptum, die kürzer sind als die übrigen SS. I. O. und von diesen in sehr regelmäßiger Weise umrahmt werden. Die Fossula ist schmal und tritt daher nicht besonders stark hervor. Sie wird jederseits begrenzt von einem S. I. O. In ihr liegen das Hauptseptum und zwei SS. II. O. Die Fossula ist gegen das Zentrum offen; die sie begrenzenden SS. I. O. sind nicht miteinander verbunden, ebenso auch nicht die benachbarten Septen, die in ihrem zentralen Abschnitt nur leicht gegen das Ende der Fossula eingekrümmt sind. Sämtliche SS. I. O. enden frei kurz vor dem Zentrum und lassen in der Mitte eine kleine septenlose Zone offen. Peripher ist ein breiter Kranz von Dissepimenten entwickelt, deren Schnitte teils gegen innen konkav gebogen und konzentrisch angeordnet, teils schräg bis nahezu parallel zu den Septen gestellt sind. In der Zentralzone sind mehrere Kränze unscharfer Bodenschnitte sichtbar.

Der nächstgrößere Schliff von 26 mm Durchmesser zeigt keine nennenswerten Unterschiede gegenüber dem soeben kurz beschriebenen. Nur das Hauptseptum ist hier stark verkürzt und von gleicher Länge wie die benachbarten SS. II. O. Ferner sind bei ihm, wie bereits hervorgehoben, am äußersten Rande deutlicher ausgeprägte Septalleisten zu beobachten.

Von diesem Stück wurde ferner der auf Taf. 44, Fig. 2 b abgebildete mediane Längsschliff hergestellt. Der untere Teil des Schliffes liegt im Bereiche der stark verdickten Septen und zeigt daher keine interseptalen Elemente. Im oberen Abschnitt dagegen erkennen wir eine Außenzone von mehr oder weniger großen, schräg gestellten Dissepimenten, die scharf von einer zentralen Bödenzone (Tabularium) abgesetzt ist. Die Böden sind an ihren Rändern schräg nach oben aufgerichtet und hier teilweise blasig aufgelöst, im Zentrum flach und gerade durchlaufend.

Zusammengefaßt bestehen die Hauptmerkmale von *Zaphrentis* s. str., die für einen Vergleich mit den übrigen sog. Zaphrentiden von Bedeutung sind, in 1) den an den Rändern gezähnelten Septen und dem Besitz von mehr oder weniger typisch ausgeprägten Carinae, 2) der gegen das Zentrum offenen Fossula und 3) der wohlentwickelten breiten Dissepimentzone.

Diese Eigenschaften stehen im Widerspruch zu dem Bilde, das man sich bisher fälschlich von der Gattung *Zaphrentis* geformt hatte. So bemerkte J. Hall (1883, S. 312) über unsere Art: „Although usually placed in the genus *Zaphrentis*, this form presents the characteristics of the genus *Heliophyllum*" wobei er aber vergaß, daß sie den Genotyp von *Zaphrentis* selbst bildet., (Später [1887, S. XI] hat er übrigens richtig *phrygia* [= *cornicula*] als Gattungstypus von *Zaphrentis* angegeben.) In denselben Fehler verfiel dann noch einmal C. Werner (1932, S. 118), der *cornicula* als ein „typical *Heliophyllum*" bezeichnete.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß unsere Art der Gattung *Heliophyllum* Hall und vielleicht auch dem Genus *Spinophyllum* Wedekind (1921, S. 5) nahe steht. Zwar sind bei ihr die Carinae nur teilweise (randlich) in der typischen Form entwickelt wie bei *Heliophyllum halli* Edw. & H., doch scheinen durch andere Gattungsvertreter Übergänge in dieser Hinsicht gegeben zu sein. Wir wollen indessen hier der Frage nicht weiter nachgehen, ob und wie weit *Heliophyllum* mit *Zaphrentis* zusammenfällt und etwa einzuziehen ist. Das würde eine außerhalb unseres Rahmens liegende Untersuchung umfangreichen nordamerikanischen Materials voraussetzen.

Auch auf die sonstige Synonymik der Gattung *Zaphrentis* soll hier nicht eingegangen werden. Nach den Angaben von M. O'Connell (1914, S. 188) ist es möglich, daß die 1910 von A. W. Grabau aufgestellte Gattung *Heliophrentis* mit *Zaphrentis* identisch ist. Zur Beurteilung dieser Frage steht mir hier weder Material noch Literatur zur Verfügung. Das Genus *Heterophrentis* Billings dagegen, das von einigen Autoren in die Nähe von *Zaphrentis* s. str. gestellt wird, scheint mir nach Untersuchung einiger Stücke des Genotyps *H. prolifica* (Bill.) eher in die Verwandtschaft von *Streptelasma* Hall zu gehören.

III. „Genus" *Hapsiphyllum* Simpson

Hapsiphyllum wurde von G. B. Simpson (1900, S. 203) auf die Art *Zaphrentis calcariformis* Hall begründet. Als hauptsächliches diagnostisches Merkmal der „Gattung" gab ihr Autor an, daß durch eine nahezu senkrecht stehende Wand von hufeisenförmiger Gestalt eine Zentralzone abgegrenzt wird, die nach der Seite der Fossula offen ist und in diese übergeht.

Wir wenden uns sogleich einer Darstellung des Genotyps zu.

Hapsiphyllum calcariforme (Hall)

Taf. 44, Fig. 3 a—b; Taf. 45, Fig. 1 a—e

1882 *Zaphrentis calcariformis* Hall, S. 33. [Fide Hall, 1883.]
1883 *Zaphrentis calcariformis* Hall, S. 293, Taf. 21, Fig. 10—11.
1900 *Hapsiphyllum calcariforme* Simpson, S. 203, Abb. 10.

1909 *Zaphrentis (Hapsiphyllum) calcareformis* Grabau & Shimer, S. 58, Abb. 83—84.
1928 *Hapsiphyllum calcariforme* Grabau, S. 119, Abb. 21.
1935 *Hapsiphyllum calcariforme* Grove, S. 361, Abb. 3.

Von dieser Art liegen mir aus dem Besitz des Geol. Landesmuseums Berlin drei kleine Stücke von übereinstimmend etwa 20 mm Länge und 9 mm Kelchdurchmesser aus dem St. Louis limestone (Unterkarbon) von Indiana vor.

Das Polypar (Taf. 44, Fig. 3a) ist schlank kegelförmig, hornförmig eingekrümmt, seine Wand quergerunzelt und deutlich längsgestreift. Der Kelch (Taf. 44, Fig. 3b) hat anscheinend mäßige Tiefe und schüsselförmige Gestalt. Der Septalapparat ist außerordentlich regelmäßig ausgebildet und angeordnet. Eine sehr tiefe, schmale Fossula ist auf der konkaven Seite des Polypars entwickelt und erstreckt sich bis etwas über das Zentrum hinaus. Sie ist in ihrem peripheren Teile nahezu parallelwandig, im Zentrum birnenförmig erweitert. Ihre Begrenzung wird randlich von zwei SS. II. O. gebildet, alsdann von den beiden dem Hauptseptum benachbarten SS. I. O. und schließlich im Zentrum von den Endstücken der übrigen SS. I. O., die miteinander zu einer geschlossenen Wand verschmolzen sind. Die Wand fällt im Zentrum schräg nach unten ab und ist mit einem dünnen Stereoplasmabelag überkleidet. Dieses innere Begrenzungsstück der Fossula verstand Simpson unter seiner hufeisenförmigen Wand, für die A. W. Grabau (1928, S. 118) die Bezeichnung Phyllotheca vorschlug. Da sie kein selbständiges Bauelement darstellt, scheint mir diese Benennung überflüssig zu sein.

Das Hauptseptum ist kurz und fast völlig reduziert. Seitenfossulae sind nicht entwickelt. Die SS. II. O. sind gut ausgebildet und können nahezu die halbe Länge der SS. I. O. erreichen. Sie legen sich in sehr regelmäßiger Weise auf der dem Hauptseptum zugekehrten Seite an die SS. I. O. an. Mit dem Gegenseptum ist jederseits ein S. II. O. verbunden, die sich beide durch etwas größere Länge vor den übrigen auszeichnen. Insgesamt sind 50 bis 52 Septen entwickelt. Sie haben glatte Ränder, tragen keine Zähne und Carinae. Dissepimente sind nicht zu beobachten.

Von einem dieser Stücke wurde eine Serie von sechs Querschliffen hergestellt; fünf davon sind auf Taf. 45, Fig. 1a—e wiedergegeben. Es ist unnötig, die einzelnen Schliffbilder gesondert zu beschreiben; es genügt, die wesentlichen Züge der Entwicklung herauszuheben.

Das Hauptmerkmal besteht darin, daß die sämtlichen SS. I. O. (mit Ausnahme des Hauptseptums) auch im Alter ihre ursprüngliche Verbindung miteinander beibehalten und daß dementsprechend die Fossula auf jedem Stadium einen geschlossenen Rahmen aus den einzelnen Teilstücken der SS. I. O. der Hauptquadranten besitzt. Diese Teilstücke schließen sich zu einem kontinuierlichen Wall zusammen, der einen ± starken Stereoplasmabelag trägt. Auf den unreifen Wachstumsstufen (Fig. 1c—d) sind die einzelnen die Fossula begrenzenden Septenstücke durch je einen Knick gegeneinander abgesetzt, im Altersstadium gehen sie kontinuierlich ineinander über, so daß eine einheitlich wirkende und im Zentrum mit einer Rundung geschlossene Wand entsteht. Die SS. I. O. der Gegenquadranten sind in ihren Enden mit dieser axialen Begrenzungswand der Fossula verschmolzen.

Die Fossula selbst zeigt in der Jugend (Fig. 1b—c) eine sehr bedeutende Breite und verschmälert sich im Alter mehr und mehr, in dem Maße, wie

die Septen in den Hauptquadranten an Zahl zunehmen. Einzig das Hauptseptum steht nicht immer in kontinuierlicher Verbindung mit den übrigen SS. I. O. In den abgebildeten Stadien ist es zwar noch lang und reicht, die Fossula halbierend (streng genommen: ihre beiden Komponenten trennend), bis zum Zentrum; im Alter aber wird es verkürzt und schließlich nahezu ganz rückgebildet. Seitenfossulae sind, wie sich das aus dem Einschaltungsmodus der Septen bei den Tetrakorallen mit Notwendigkeit ergibt, in den unreifen Wachstumsstadien (vgl. Fig. 1 c; schwächer auch noch in Fig. 1 d) deutlich entwickelt, im Alter dagegen durch das Auswachsen und durch radiale Ausrichtung der zuletzt gebildeten SS. I. O. in den Gegenquadranten nicht mehr ausgeprägt.

Von einiger Bedeutung ist eine exakte Festlegung der in den einzelnen Quadranten vorliegenden Septenzahlen, da A. W. Grabau (1928, S. 119) diesen Verhältnissen großen Wert beigelegt hat. In allen Wachstumsstadien ist es so, daß die Gegenquadranten den Hauptquadranten in der Entwicklung vorauseilen. Schon bei dem kleinsten vorliegenden Schliffe von 1,3 mm Durchmesser (Fig. 1 a) ist dieses Übergewicht der Gegenquadranten festzustellen. Es sind hier die sechs Protosepten entwickelt, und außerdem erkennt man in den Gegenquadranten bereits die erste Anlage je eines S. I. O., die den Hauptquadranten noch fehlen. Die in den einzelnen Entwicklungsstadien beobachteten Septenzahlen sehen folgendermaßen aus, wobei wir, der Orientierung in den Abbildungen entsprechend, die der Hauptquadranten in die obere, die der Gegenquadranten in die untere Reihe setzen:

1	1	1	2	3 (4)	3 (4)	4	4	5	5	5	5
2	2	3	3	4	4	5	5	6	6	7	7

Es trifft also nicht zu, daß die Septenzahl in den Gegenquadranten doppelt so groß ist wie in den Hauptquadranten, was von A. W. Grabau (1928, S. 119) vermutet wurde. Sie ist vielmehr der in den Hauptquadranten im allgemeinen nur um ein Septum voraus, eine Differenz, die sich erst im ausgewachsenen Stadium auf zwei erhöht. Allerdings rechne ich im Gegensatz zu Grabau mit zwei primären Seitenseptenpaaren, so daß also sowohl den Haupt- wie den Gegenquadranten je ein Protoseptum zukommt, während Grabau nur in den Hauptquadranten ein Protoseptum annimmt und bei der Zahl seiner „secondary septa“ in Abzug bringt. Von einer besonders starken „Acceleration“ der Gegenquadranten kann aber selbst bei dieser Betrachtungsweise nicht gesprochen werden. Ferner habe ich mich auch nicht davon überzeugen können, daß die Streptelasmidae eine derartig bedeutende Acceleration der Gegenquadranten zeigen, wie Grabau angibt. Verwandtschaftsbeziehungen zwischen *Hapsiphyllum* und den Streptelasmen sind daher m. E. aus diesem Kriterium nicht herzuleiten.

Ein Längsschnitt zeigt lediglich auf der konkaven Seite die sehr tiefe Fossula. Auf der Gegenseite geht er durch die dicke Septenmasse des Gegenseptums mit den verbundenen SS. II. O. hindurch und gibt über den Aufbau des Interseptalapparates keinen Aufschluß. Aus dem Bilde der Querschliffe ergibt sich jedoch eindeutig, daß eine randliche Dissepimentzone nicht entwickelt ist. Es sind in den Querschliffen lediglich vereinzelte Bödenschnitte zu erkennen.

IV. Zur Nomenklatur der sog. Zaphrentiden des europäischen Karbons

(Hapsiphyllum, Zaphrentoides, Triplophyllum)

Anlaß und Ziel der vorliegenden Untersuchung besteht in erster Linie darin, die Nomenklatur der „Zaphrentiden" unseres deutschen bzw. europäischen Karbons aufzuklären. Wir stellen daher jetzt den Typen von *Zaphrentis* s. str. und *Hapsiphyllum,* die in den vorhergehenden Abschnitten beschrieben wurden, eine bezeichnende europäische Karbon-Zaphrentide gegenüber, etwa *„Zaphrentis" koninckі* Edw. & H. (Taf. 45, Fig. 2 a—e).

Auf den ersten Blick ist zu erkennen, daß die abgebildete Ontogenese weitgehend mit der von *Hapsiphyllum calcariforme* (Hall) (Taf. 45, Fig. 1a—e) übereinstimmt. Die Fossula ist in der gleichen Weise wie bei jener Art von einer geschlossenen Wand umgeben, die sich aus axialen Teilstücken der SS. I. O. zusammensetzt. Hier wie dort bewahren also die SS. I. O. ihren ursprünglichen Zusammenhang und werden höchstens im letzten Altersstadium frei. In beiden Fällen fehlt ferner eine randliche Dissepimentzone; nur vereinzelte Bödenschnitte treten in den Querschliffen auf.

Grundlegende Unterschiede dagegen bestehen gegenüber dem Typus von *Zaphrentis.* Unsere Karbon-„Zaphrentiden" verhalten sich durchaus abweichend in allen drei Merkmalen, die oben als wesentlich für *Zaphrentis* s. str. hingestellt wurden: Die Septen tragen keine Carinae und sind an ihren Rändern nicht gezähnelt. Es fehlt ihnen der bei *Zaphrentis* reich entwickelte periphere Dissepimentkranz, und ferner ist bei ihnen die Fossula nicht, wie bei jener Gattung, gegen das Zentrum offen, sondern geschlossen. Dieses Verhalten der Fossula bildet ein besonderes diagnostisches Merkmal der betreffenden Formen beispielsweise gegenüber der als nahe verwandt betrachteten *Caninia.*

Wir werden *„Zaphrentis" koninckі* also in die Nähe von *Hapsiphyllum* stellen müssen, wie A. W. Grabau (1928, S. 119) bereits vermutete. Das gleiche gilt für *„Z." omaliusi* Edw. & H., die nach Grabau möglicherweise eine andere, neue Gattung vertreten sollte, da nur eine unvollständige Phyllotheca vorhanden sei. Die mir vorliegenden zahlreichen Schliffe dieser Art (vgl. Taf. 45, Fig. 3) zeigen jedoch, daß in dieser Hinsicht Unterschiede gegenüber dem Typus von *Hapsiphyllum* nicht bestehen.

Sonst sind selbstverständlich mancherlei Unterschiede zwischen *Hapsiphyllum calcariforme* und dem Heer der europäischen Karbon-„Zaphrentiden" vorhanden: die Zahl und Krümmungsrichtung der Septen schwankt in weiten Grenzen, ihre Verteilung auf Haupt- und Gegenquadranten zeigt bisweilen verschiedene Zahlenverhältnisse, die Länge des Hauptseptums wechselt, die SS. II. O. sind mehr oder weniger stark entwickelt usw. Aber das alles sind lediglich Artunterschiede, die nicht von grundsätzlicher Bedeutung sind und daher auch nicht gegen eine Zurechnung zu der gleichen Gattung sprechen.

Ein einziges Merkmal nur scheint mir wesentlich zu sein und einen Teil der europäischen „Zaphrentiden" in durchgreifenden Gegensatz zu *Hapsiphyllum* zu stellen: das ist die Lage der Fossula bzw. die Orientierung des gesamten Septalapparates zu der Krümmungsrichtung des Polypars.

Bei *Hapsiphyllum calcariforme* befindet sich die Fossula an der konkaven Seite. Unter den europäischen Formen ist das nur bei der Gruppe der *„Zaphrentis" delanouei* Edw. & H. und einigen anderen, z. T. neuen Arten der Fall. Bei allen übrigen Arten dagegen, so bei *koninckі* Edw. & H., *omaliusi* Edw. & H., *phillipsi* Edw. & H., *delépini* Vaugh. und vielen anderen, liegt die Fossula an der konvexen Seite. Diese beiden Verhaltungsweisen, die ich etwa mit der verschiedenartigen Orientierung des Tieres bei den dextro- und sinistrogyren Gastropodengattungen vergleichen möchte, sind nach meinen Beobachtungen scharf voneinander gesondert und völlig konstant. Unter Hunderten von „Zaphrentiden", die ich untersuchen konnte, habe ich nur in einigen wenigen Ausnahmefällen mit Wachstumsanomalien eine intermediäre, seitliche Lage feststellen können.

Ich halte es daher für gerechtfertigt, die beiden Formenkreise mit verschiedenartiger Anordnung der Fossula systematisch voneinander zu trennen. Auch F. Frech (1886, S. 104) hatte bereits die Auffassung vertreten, daß der Lage der Fossula „wohl einige Wichtigkeit bei der Gruppierung der Gattung *Zaphrentis*" beizumessen sei. Eine Zerlegung in selbständige Gattungen sollte jedoch schon allein aus praktischen Gründen vermieden werden, um die Gattungsbestimmung auch fragmentärer Stücke zu ermöglichen, bei denen das Verhältnis der Fossula zur Krümmungsrichtung nicht festgestellt werden kann. Es kommt daher nur eine subgenerische Gliederung in Betracht. Für das Subgenus mit einer Lage der Fossula bzw. des Hauptseptums an der konkaven Polyparseite ist die Bezeichnung *Hapsiphyllum* anzuwenden. Wir haben nun weiterhin zu prüfen, ob für die entgegengesetzt orientierten Formen etwa bereits ein älterer Name verfügbar ist.

Das scheint mir der Fall zu sein. A. Stuckenberg (1895, S. 38, S. 191 bis 192) stellte eine Gattung *Zaphrentoides* auf, die sich von *„Zaphrentis* durch die schwache Entwickelung der in Furchen belegenen beiden Seitensepta erster Ordnung und des Gegenseptums" unterscheiden soll. Neben drei neuen russischen Arten nannte Stuckenberg *Zaphrentis griffithi* Edwards & Haime (1851, S. 333; 1852, S. 169) als Vertreter dieser Gattung. Da bisher ein Gattungstypus nicht festgelegt wurde, bestimme ich hiermit *griffithi* als solchen, die einzige unter den in Betracht kommenden Arten, die einigermaßen gut bekannt ist.

Wenn wir die Abbildungen dieser Form bei Edwards & Haime (1852, Taf. 34, Fig. 3a) und bei J. Thomson (1881, Taf. 3, Fig. 2, 2A) sowie auch die der russischen Arten bei Stuckenberg (1895, Taf. 2, Fig. 15b; Taf. 16, Fig. 3b—c) zu Rate ziehen, ergibt sich sogleich, daß die von dem letzteren Autor gegebene Gattungsdefinition unzutreffend ist. Es sind nicht die „beiden Seitensepta erster Ordnung", die schwach entwickelt und in einer Furche gelegen sind, sondern es sind das die zuletzt entstandenen SS. I. O. der Gegenquadranten. Die beiden Seitensepten selbst sind normal ausgebildet und begrenzen in der üblichen Weise die Seitenfossulae auf der dem Hauptseptum zugekehrten Seite. Auf die Verkürzung des Gegenseptums ist kein Wert zu legen, da sie bei den einzelnen Arten schwankt und auch für die russischen Formen (vgl. die soeben zitierten Abbildungen Stuckenberg's) schon nicht mehr zutrifft.

Als Merkmal von *Zaphrentoides* ist also festzuhalten, daß eine etwas deutlichere Ausprägung von Seitenfossulae vorliegt, die im übrigen normal ausgebildet sind. Auf diesen Charakter hin wurde später von G. B. Simpson (1900, S. 209) die Gattung *Triplophyllum* begründet. Irgendwelche Unterschiede zwischen ihr und *Zaphrentoides* bestehen, soweit ich sehe, nicht, und auch B. H. Grove (1935, S. 370—371), der sich sehr eingehend mit *Triplophyllum* auseinandergesetzt hat, bezeichnet *„Zaphrentis" griffithi* als einen wahrscheinlichen Vertreter dieser Gattung. Man wird damit annehmen dürfen, daß *Triplophyllum* und *Zaphrentoides* zusammenfallen. Die Priorität hat *Zaphrentoides; Triplophyllum* wird daher zum Synonym.

Im Gegensatz zu Simpson, Grove u. a. vermag ich jedoch in der mehr oder weniger deutlichen Ausprägung von Seitenfossulae keinen gattungsbestimmenden Wert zu sehen. Seitenfossulae sind Bildungen, die, wie wir bereits sagten, infolge des besonderen Modus der Septeneinschaltung allen Tetrakorallen zukommen und in ± ausgesprochenem Maße nahezu überall auf jugendlichen und mittleren Wachstumsstufen vorhanden sind. Sie können bis in das Reifestadium erhalten bleiben oder in anderen Fällen durch Radialstellung der Septen mehr oder weniger verwischt und unterdrückt werden. Ihr Verhalten ist bei den verschiedenen Individuen einer Art und selbst bei einem und demselben Individuum, je nach dem zufällig angetroffenen Stadium, weitgehenden Schwankungen unterworfen. Schon Thomson's Fig. 2 auf Taf. 3 (1881) von *Z. griffithi* zeigt, daß hier von einer besonders auffälligen Entwicklung der Seitenfossulae, die diese Art in durchgreifenden Gegensatz zu den übrigen „Zaphrentiden" stellen würde, keine Rede sein kann. Ebenso lassen die Abbildungen auf den Taf. 10—12 bei Grove (1935) erkennen, daß bei seinen „Triplophyllen" immer nur das eine oder andere Stadium und dann auch meist nur auf einer Schliffhälfte eine etwas deutlichere Seitenfossula besitzt. Dasselbe gilt von *Hapsiphyllum altiseptatum* Grabau (1928, S. 123, Taf. 4, Fig. 6 a—g), das Grove zu *Triplophyllum* rechnen möchte.

Dem Verhalten der Seitenfossulae könnte eine generische Bedeutung nur dann beigemessen werden, wenn 1) ihre Ausbildung konstant und durchgreifend wäre, und wenn 2) eine bestimmte stratigraphische Verteilung der Formen vorläge, derart daß etwa eine gerichtete Entwicklung von älteren Typen mit deutlichen Seitenfossulae zu jüngeren ohne solche stattgefunden hätte. Das aber ist nicht der Fall, und daher erscheint es mir unmöglich, auf dieses Merkmal einen Gattungsschnitt zu basieren. Die Seitenfossulae scheiden mithin bei einem Vergleich von *Zaphrentoides* und *Hapsiphyllum* als Kriterium aus.

Es besteht indessen in anderer Hinsicht ein Unterschied zwischen *Zaphrentoides* und *Hapsiphyllum:* bei *Z. griffithi,* dem Typus von *Zaphrentoides,* liegen Fossula und Hauptseptum an der konvexen Seite des Polypars. Wir haben damit in *Zaphrentoides* einen Namen gefunden, den wir für die neben *Hapsiphyllum* auszuscheidende Untergattung mit Anordnung der Fossula an der konvexen Polyparseite verwenden können.

Da *Zaphrentoides* gegenüber *Hapsiphyllum* Priorität besitzt, hat dieser Name gleichzeitig die gültige Bezeichnung der übergeordneten Gattung zu bilden: Genus *Zaphrentoides* Stuck., n. em. Erfreulicherweise klingt dieser Name, das Gedächtnis unterstützend, an denjenigen *(Zaphrentis)* an, den man den betreffenden Formen bisher fälschlich beigelegt hatte.

Auch die Familienbezeichnung ist entsprechend zu ändern; denn *Zaphrentis* s. str. mit ihren hier aufgedeckten Merkmalen gehört gar nicht zu dem Formenkreise, den man bisher unter dem Namen Zaphrentidae [3]) zusammengefaßt und verstanden hatte. Die Familie, in deren Kern die Gattung *Zaphrentoides* steht, muß daher den Namen Zaphrentoididae nov. nom. erhalten. Ihre endgültige Definition wird erst möglich sein, nachdem die übrigen dahin zu stellenden Gattungen neu untersucht worden sind. Als Synonym gehört der Familienname Hapsiphyllidae Grabau (1928, S. 118) hierher.

Mit *Zaphrentoides (Zaphrentoides)* ist m. E. auch *Homalophyllum calceolum* (White & Whitfield) bei B. H. Grove (1935, S. 354) zu vereinigen. Wenn Grove diese Form wegen des abgeplatteten Jugendstadiums zu *Homalophyllum* stellen will, so scheint mir das der gleiche starre Formalismus zu sein, der andererseits irgendein Stadium mit etwas deutlicher ausgeprägter Seitenfossula herausgreifen und die betreffende Art daraufhin zu *Triplophyllum* rechnen ließ. Auch bei *Z. (Hapsiphyllum) calcariformis* (Hall) ist bisweilen in der Jugend eine solche Abplattung des Polypars vorhanden; man würde dann etwa auf Grund des in Taf. 45, Fig. 1 b wiedergegebenen Schliffes diese Art auch zu *Homalophyllum* stellen müssen. (Die Abplattung ist jedoch hier, ebenso wie offensichtlich auch bei dem genannten *„Homalophyllum“*, durch seitliche Anheftung des Polypars bedingt.)

Mit *Homalophyllum ungula* (Rominger, 1876, S. 151, Taf. 53 e. p.), dem Genotyp von *Homalophyllum* Simpson, hat diese Art jedenfalls nicht das mindeste zu tun. Aus dem Geol.-Paläont. Inst. Breslau stand mir ausgezeichnetes und von Rominger selbst bestimmtes Material von *ungula* zur Verfügung. Es zeigt, daß diese Art bis ins Alter, bis zu einem Durchmesser von 30 mm, stark abgeplattet ist und nicht nur in einem vorübergehenden Jugendstadium, wie *calceolus*.

Vor allem aber besitzt der Septalapparat eine völlig verschiedene Ausbildung, wie ich an einer Schliffserie feststellen konnte. Die SS. I. O. sind auf keinem Entwicklungsstadium zu einer geschlossenen Fossula miteinander verschmolzen. Die dem Haupt- und dem Gegenseptum benachbarten 6—8 SS. I. O. sind vielmehr, im Zusammenhange mit dem stark elliptisch komprimierten Umriß, mehr oder weniger parallel zueinander gestellt, und die übrigen SS. I. O. sind in die Winkel der queren Seitenteile zurückgedrängt.

Zaphrentoides mit seinen beiden Untergattungen scheint ein recht langlebiger Formenkreis zu sein. *„Zaphrentis“ vortex* Ldm. (Weissermel, 1894, S. 630, Taf. 50, Fig. 3—4; Lindström, 1896, S. 34, Taf. 6, Fig. 69—73) aus dem Gotlandium dürfte ebenso dahin zu rechnen sein wie beispielsweise die unterdevonische *„Z.“ armoricana* Barrois (1889, S. 53, Taf. 2, Fig. 5 a—c) und die mitteldevonische *„Z.“ guillieri* Barrois (1882, S. 197, Taf. 7, Fig. 3a bis b; Frech, 1886, S. 216, Taf. 13, Fig. 19—24). Auch im Oberkarbon ist

3) Die Familie Zaphrentidae wird verschwinden oder gegebenenfalls an die Stelle der allerdings wohl kaum aufrechtzuerhaltenden Familie Heliophyllidae treten müssen (vgl. H. A. Nicholson & R. Lydekker, 1889, S. 289).

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

die Gattung vertreten. Dagegen gehören die von J. Koker (1924, S. 6 ff.) beschriebenen „*Zaphrentis*"-Arten aus dem Perm von Timor — wenigstens zu einem großen Teile — nicht hierher, wie ich bei der Untersuchung einiger Vergleichsstücke gesehen habe.

V. Zusammenfassung

Die vorstehende Arbeit setzt sich das Ziel, die verworrene Nomenklatur der karbonischen Zaphrentiden zu bereinigen. Durch eine Untersuchung des Genotyps von *Zaphrentis* Raf. & Cliff., *Z. cornicula* (Lesueur), wird zunächst festgestellt, daß *Zaphrentis* s. str. durch gezähnelte und carinate Septen, eine offene Fossula und eine breite Dissepimentzone ausgezeichnet ist, also Merkmale besitzt, die durchaus im Widerspruch stehen zu dem bisher angenommenen Bilde dieser Gattung. Sie gehört in die Nähe von *Heliophyllum,* das wahrscheinlich selbst in die Synonymik von *Zaphrentis* fällt.

Die karbonischen Zaphrentiden haben nichts damit zu tun, da ihnen die angegebenen Eigenschaften fehlen. Der älteste für sie verfügbare Name ist *Zaphrentoides* Stuckenberg mit dem hier festgelegten Genotyp *Z. griffithi* (Edw. & H.). *Triplophyllum* Simps. wird als Synonym betrachtet. Innerhalb der Gattung *Zaphrentoides* Stuck., n. em. sind zwei Subgenera zu unterscheiden:

1. *Zaphrentoides* Stuck. mit Lage der Fossula an der konvexen Polyparseite. Typus wie für die Gattung.

2. *Hapsiphyllum* Simps. mit Lage der Fossula an der konkaven Polyparseite. Typus: *Z. (H.) calcariformis* (Hall).

Die letztere Art wird auf Grund von Serienschliffen neu beschrieben. Ein Vergleich europäischer Karbon-„Zaphrentiden" ergibt, daß sie mit „*Hapsiphyllum*" *calcariforme* kongenerisch sind. Für die Familie „Zaphrentidae" im alten Sinne, deren Diagnose nicht auf *Zaphrentis* s. str. begründet ist und diese Gattung geradezu ausschließt, wird der neue Name Zaphrentoididae (typische Gattung: *Zaphrentoides*) eingesetzt.

VI. Schriften

Barrois, Ch.: Recherches sur les Terrains Anciens des Asturies et de la Galice. —Mém. Soc. géol. Nord, **2**, Nr. 1, 630 S., 20 Taf. Lille 1882.

— : Faune du Calcaire d'Erbray (Loire Inférieure). — Mém. Soc. géol. Nord, **3**, 348 S., 17 Taf. Lille 1889.

Carruthers, R. G.: A Revision of some Carboniferous Corals. — Geol. Mag., n. s., (5) **5**, S. 20—31, 63—74, 158—171, Taf. 4—6. London 1908.

de Castelnau, F.: Essai sur le Système silurien de l'Amérique septentrionale. — C. R. Séances Acad. Sci., XV u. 56 S., 27 Taf. Paris-Straßburg 1843.

Cleland, H. F.: The Fossils and Stratigraphy of the Middle Devonic of Wisconsin. — Wisconsin geol. and nat. Hist. Surv. Bull., **21**, scient. ser., **6**, VI u. 222 S., 5 Abb., 2 K., 53 Taf. Madison, Wis., 1911.

Edwards, H. M. & Haime, J.: A Monograph of the British Fossil Corals. — I: Palaeontogr. Soc., S. I—LXXXV u. 1—71, Taf. 1—11. London 1850. — III: S. 147—210, Taf. 31—46. London 1852.

— : Monographie des Polypiers Fossiles des Terrains Palaeozoïques. — Arch. Mus. Hist. Nat., **5**, S. 1—502, Taf. 1—20. Paris 1851.

Frech, F.: Die Cyathophylliden und Zaphrentiden des deutschen Mitteldevons, eingeleitet durch den Versuch einer Gliederung desselben. — Palaeont. Abh., **3**, (3), 120 S., 8 Taf. Berlin 1886.

de Fromentel, E.: Introduction à l'Étude des Polypiers Fossiles. — 357 S. Paris (Savy) 1858—1861.

Grabau, A. W.: Palaeozoic Corals of China. Part I. Tetraseptata. Second contribution to our knowledge of the Streptelasmoid Corals of China and Adjacent Territories. — Palaeont. Sinica, (B) **2**, Fasc. 2, 175 S., 22 Abb., 6 Taf. Peiping 1928.

Grabau, A. W. & Shimer, H. W.: North American Index Fossils. Invertebrates. — **1**, VIII u. 853 S., 1210 Abb. New York (Seiler & Co.) 1909.

Grove, B. H.: Studies in Paleozoic Corals. III. A Revision of Some Mississippian Zaphrentids. — Amer. Midland Naturalist, **16**, S. 337—378, 4 Abb., Taf. 8 bis 13. Notre Dame, Ind., 1935.

Hall, J.: Descriptions of fossil Corals from the Niagara and Upper Helderberg Groups of Indiana. — Indiana, Ann. Rep. Dep. Geol. and Nat. Hist., **12**, (1882), S. 271—318, Taf. 15—28. Indianapolis 1883.

Hall, J. & Simpson, G. B.: Corals and Bryozoa. Descriptions and Figures of Species from the Lower Helderberg, Upper Helderberg and Hamilton Groups. — In: Natural History of New York, Palaeont., **6**, XXVI u. 298 S., 66 Taf. Albany 1887.

Hill, D.: British Terminology for Rugose Corals. — Geol. Mag., **72**, S. 481—519, 21 Abb. London 1935.

Koker, E. M. J.: Anthozoa uit het Perm van het eiland Timor. I. Zaphrentidae, Plerophyllidae, Cystiphyllidae, Amphiastraeidae. — Jaarb. Mijnw. nederl. Oost-Indië, **51**, (1922), S. 1—50, 26 Abb., 10 Taf. 'sGravenhage 1924.

de Lamarck, J. B. P. A.: Histoire naturelle des Animaux sans Vertèbres. — 2. éd. rev. et augm. par G. P. Deshayes & H. M. Edwards, **2**, Histoire des Polypes, 683 S. Paris (Baillière) 1836.

Lesueur, Ch. A.: Description de plusieurs Animaux appartenant aux Polypiers Lamellifères de M. le Ch^er. de Lamarck. — Mém. Mus. Hist. Nat., **6**, S. 271—299, Taf. 15—17. Paris 1820.

Lindström, G.: Beschreibung einiger obersilurischer Korallen aus der Insel Gotland. — Bih. K. Svenska Vet.-Akad. Handl., **21**, Afd. IV, Nr. 7, 50 S., 3 Abb., 8 Taf. Stockholm 1896.

Miller, S. A.: North American Geology and Palaeontology. — 664 S., Abb. Cincinnati, Ohio, 1889.

Nicholson, H. A. & Lydekker, R.: A Manual of Palaeontology. — **1**, 3. ed., XVIII u. 885 S., 812 Abb. Edinburgh & London (Blackwood) 1889.

O'Connell, M.: Revision of the genus *Zaphrentis*. — Ann. New York Acad. Sci., **23**, S. 177—192. New York 1914.

D'ORBIGNY, A.: Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle. — 1, LX u. 394 S. Paris (Masson) 1850.

RAFINESQUE, C. S. & CLIFFORD, J. D.: Prodrome d'une monographie des turbinolies fossiles du Kentucky (dans l'Amériq. septentr.). — Ann. génér. Sci. phys., 5, S. 231—235. Bruxelles 1820.

ROMINGER, C.: Palaeontology. Fossil Corals. — In: Geol. Surv. Michigan, Lower Peninsula 1873—1876, 3, Part II, 161 S., 55 Taf. New York 1876.

SCHINDEWOLF, O. H.: Über den Septalapparat der Korallen. — Sber. preuß. geol. L.-A., 5, S. 226—230. Berlin 1930. — [1930 a.]

— : Aus der Stammesgeschichte der Korallen. — Sber. Ges. naturf. Freunde Berlin, 1930, S. 118—132, 23 Abb. Berlin 1930. — [1930 b.]

— : Über die Symmetrie-Verhältnisse der Steinkorallen. — Palaeont. Z., 12, S. 214—263, 60 Abb. Berlin 1930. — [1930 c.]

— : On the Genotype and Septal Development of the Coral Genus *Petraia* MÜNSTER. — Quart. J. geol. Soc. London, 87, S. 630—649, 18 Abb., Taf. 52. London 1931.

SIMPSON, G. B.: Preliminary descriptions of new genera of Paleozoic rugose corals. — Bull. New York State Mus., 8, S. 199—222, 45 Abb. Albany 1900.

SMITH, S.: Some Upper Carboniferous Corals from South Wales. — Summ. Progr. Geol. Surv. for 1930, III, S. 1—13, Taf. 1. London 1931.

STUCKENBERG, A.: Korallen und Bryozoen der Steinkohlenablagerungen des Ural und des Timan. — Mém. Com. géol., 10, Nr. 3, 244 S., 24 Taf. St.-Petersburg 1895.

SWARTZ, C. K.: Coelenterata. — In: Lower Devonian. Maryland Geol. Surv., S. 195—227, Abb. 3—5, Taf. 17—30. Baltimore 1913.

THOMSON, J.: On the Genus *Alveolites, Amplexus,* and *Zaphrentis,* from the Carboniferous System of Scotland. — Proc. philos. Soc. Glasgow, 13, (1880 bis 1882), S. 194—237, 4 Abb., 4 Taf. Glasgow 1881.

WEDEKIND, R.: Zur Kenntnis der Stringophyllen des oberen Mitteldevon. — Sber. Ges. Beförder. ges. Naturw. Marburg, 1921, S. 1—16, 18 Abb. Marburg 1921.

WEISSERMEL, W.: Die Korallen der Silurgeschiebe Ostpreußens und des östlichen Westpreußens. — Z. deutsch. geol. Ges., 46, S. 580—674, 4 Abb., Taf. 47 bis 53. Berlin 1894.

WELLS, J. W.: Individual Variation in the Rugose Coral Species *Heliophyllum halli* E. & H. — Palaeontogr. Amer., 2, Nr. 6, 22 S., 30 Abb., 1 Taf. Ithaca, New York, 1937.

WERNER, C.: Synonymy of the Mid-Devonian Rugose Corals of the Falls of the Ohio. — Washington Univ. Stud., n. s., Sci. and Technol., Nr. 7, S. 113 bis 122. St. Louis, Mo., 1932.

Urschrift eingegangen am 16. November 1937
Druckauftrag erteilt am 17. Februar 1938

Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers

II. Der Züllichauer Bogen

Von Julius Hesemann, Berlin

Hierzu Tafel 46

Oder- und Weichsellobus treten in der jüngeren Staffel des Frankfurter Stadiums der Weichsel-Vereisung, zur Zeit des Kolmarer Stadiums (Woldstedt 1931), zum ersten Male in ihrer Lobenform hervor. Während jedoch der Weichselgletscher schon vom Beginn der Frankfurter Phase ab eine besondere Aktivität in dem lobenartigen Übergreifen über ältere Eisrandlagen erkennen läßt, beginnt für den Odergletscher die Zeit des Eigenlebens erst vom Anfang der Pommerschen Phase ab. Aber der bis zur Neuenhagener Insel reichende Lobus stellt nicht die äußere Randlage (Hesemann 1932), sondern bereits die rückwärtige Front eines älteren, bis nach Züllichau vorgetriebenen Gletschervorstoßes dar. Dieser Züllichauer Bogen (siehe Kartenskizze) ist ebenfalls das Ergebnis eines südschwedischen Gletschers. Er bewirkte den von Zielenzig bis über Schwiebus hinausreichenden Stauchmoränenkranz, hinterließ jedoch nur geringfügige, endmoränenartige Aufschüttungen, aber um so mächtigere Sander.

Die Kenntnis vom Vorhandensein dieses Züllichauer Bogens ist zwar noch lückenhaft, eine kurze Mitteilung der Untersuchungsergebnisse, auf vorwiegend geschiebekundlicher Grundlage, erscheint mir aber trotzdem empfehlenswert. Der Odergletscher ist ja eins von den Problemen und Gebieten im norddeutschen Diluvium, das in jüngster Zeit, dabei sachlich und räumlich über weitere Gebiete übergreifend, viele Geographen und Geologen beschäftigt hat.

Der von Keilhack (1899) gegebene Rahmen ist durch Woldstedt (1931) zeitlich und räumlich erweitert. Wolff (1924) hat das Vorland auf dem West-, Korn (1917) das Vorland auf dem Ostflügel untersucht. Der Verlauf der älteren Eisrandlagen in der Neumark ist von Keilhack (1921), Dammer (1931) und Woldstedt (1931, 1935) und zuletzt durch die Spezialkartierung mit teilweise erheblichen Abweichungen dargestellt. Die kartenmäßigen Unstimmigkeiten hatten ihren Grund in der Ungeklärtheit der diluvialgeologischen Fragen und fanden ihr Gegenstück in der Diskrepanz der verschiedenen Auffassungen in Wort und Schrift. Es waren nur Teillösungen für die Klärung der Geologie der Neumark, deren Kernstück, vom heutigen Standpunkt aus gesehen, der Züllichauer Bogen des Odergletschers war.

Das erste Licht auf das Vorhandensein des Züllichauer Bogens fällt aus der Erkenntnis von Dammer, daß die südliche Neumark nur einen dünnen Schleier jungglazialer Ablagerungen aufweist. Diese jüngere, das vorhandene Relief kaum mehr umgestaltende, glaziale Schichtenserie, von Dammer den

jüngeren Flachlandgeologen im Jahre 1928 vorgeführt, wurde durch die Spezialkartierung bestätigt. Dammer gibt später (1931, Erläuterungen; vgl. auch Schulz 1929) folgende Darstellung: Die südliche Neumark wird von einem gewaltigen Stauchmoränenzug in weitem, nach SW geöffneten Bogen durchquert, der vom Warschau-Berliner Urstromtal in der Gegend von Züllichau bis zum Thorn-Eberswalder Urstromtal bis in die Gegend von Drossen reicht. Da die gesamten, das Tertiär bedeckenden Diluvialbildungen mit diesem zusammen gefaltet und von der jüngsten Grundmoräne überlagert werden, kann die Stauchung nur während des Vorrückungsstadiums der letzten Vereisung vor sich gegangen sein. Die Mächtigkeit dieses Jungdiluviums beträgt, mit Ausnahme lokaler Anschwellungen, gewöhnlich nur 5 bis 8 m, in der südöstlichen Neumark über große Flächen sogar nur 1 m und weniger.

Roethe (1932) äußerte ähnliche Gedanken. Er bringt den Odergletscher in Zusammenhang mit den Stauchungen bei Fürstenberg, Ziebingen und Finkenheerd. Ein Gletscher im Warthebruch ist besonders weit nach S vorgestoßen und hat den Stauchmoränengürtel von Spudlow-Zielenzig-Schwiebus geschaffen. An der Nahtstelle von Oder- und Warthe-Gletscher soll die Drossen-Reppener Rinne zurückgeblieben sein. Fries (1933) hat dann auf die Geringmächtigkeit der Diluvialdecke auf dem Nordhang des Grünberger Höhenzuges hingewiesen und auf das Mißverhältnis zwischen der Mächtigkeit der Ablagerungen und der Größe der Stauchungen aufmerksam gemacht.

Von Norden, von den jungglazialen Bändertonen im Vorland der Großen Baltischen Endmoräne her ausgehend, hat Beschoren (1934) nachgewiesen, daß dieses Vorland bis jenseits von Warthe- und Oderbruch nach Ablagerung der Bändertone nochmals vom Eise überschritten wurde. Wegen des engen zeitlichen Zusammenhanges der Bändertonbildung mit der Großen Baltischen Endmoräne muß die Grundmoräne über den Bändertonen zur gleichen Vereisungszeit, also zur Pommerschen Phase, gehören. von Bülow (1934) schloß sich dieser Erkenntnis an.

Es fehlte also nur noch die Verbindung der Vorarbeiten von Beschoren und Dammer. Die Forschung ging jedoch andere Wege, indem sie zunächst die in diesem Zusammenhang auftauchende Frage nach der Bildung von Oder- und Warthebruch verfolgte. Zwar setzte sich die Auffassung von der älterglazialen Anlage der Hohlformen fast kampflos durch, aber die Ansicht von ihrer Rolle als Stauseen fand noch längere Zeit ihre Verfechter (Zeuner & Schulz 1931, Louis 1931). Nachdem die Erhaltung von Oder- und Warthebruch als Depressionen durch ihre Ausfüllung mit Toteis geklärt (Beschoren 1934, Ost 1935) war, hätte der Annahme einer Eistransgression in die südliche Neumark nichts mehr im Wege gestanden. Wir sehen jedoch die weitere Forschung gehemmt durch die abweichende Darstellung der Eisrandlagen und durch die Meinung, daß der Verlauf des Eisrandes durch die diluviale Depressionslinie beeinflußt sei. Seit meiner Spezialkartierung auf Blatt Landsberg im Jahre 1934 stand für mich, auf Grund der Lagerungsverhältnisse und Geschiebeführung, fest (Hesemann 1937), daß die Vorstoßphase des Odergletschers und Pommerschen Stadiums mindestens bis Landsberg und wahrscheinlich weit in die südliche Neumark gereicht hatte. Die Front dieses Vorstoßes war aus den vorliegenden Kartendarstellungen nicht ohne weiteres abzulesen. Aus diesem Grunde habe ich dann in der kurzen mir zur Verfügung stehenden Zeit mit meinen Geschiebezählungen den vermutlichen Rand des Züllichauer Bogens auch nur teilweise festlegen können.

Bei den Geschiebeuntersuchungen bin ich so vorgegangen, daß das Gebiet zwischen Niederfinow-Friedeberg im Norden und zwischen Müncheberg und Züllichau im Süden durch Stichproben untersucht wurde, die auf fünf nordsüdlich gerichtete Achsen mit Liepe, Wartenberg, Karzig, Berlinchen und Gerzloff als Anfangspunkten verteilt waren. Die besten Aufschlüsse wurden herangezogen, für deren Angabe ich den Herren Prof. Dr. Dammer, Dr. Beschoren, Dr. Hartung und Dr. Stach auch an dieser Stelle danken möchte. Nach Möglichkeit wurden mehr als 100 Leitgeschiebe als Zählungsgrundlage verwandt. Die Geschiebe wurden gewöhnlich aus dem Anstehenden entnommen und nur dann, wenn keine andere Möglichkeit vorlag, der zugehörige Horizont jedoch einwandfrei war, auch an der Oberfläche liegende Geschiebe berücksichtigt. Um den durchschnittlichen Geschiebebestand zu erfassen, wurden vorzugsweise die mittleren Geschiebegrößen benutzt. Etwa 60 neue Geschiebezählungen mit rund 8000 Leitgeschieben wurden ausgeführt.

Diese Geschiebezählungen haben ergeben, daß ein wesentlich von Südschweden belieferter Gletscher in einem Vorstoßabschnitt der Pommerschen Phase aus der Oderbucht einen nach SO gerichteten Teilgletscher mit der Lobenspitze bei Züllichau entsandt hat (siehe Taf. 46). Die auf den geologischen Karten Schwiebus, Kalzig und Züllichau und auf der Übersichtskarte von Dammer (1931) dargestellten Endmoränen sind seine südlichsten Randlagen. Die sich hier zusammendrängenden Randlagen weisen mitsamt ihrer Grundmoräne einen stets über 50, meist zwischen 60—70% liegenden Bestand an südschwedischen Geschieben auf. Die Transgression der jüngsten Eisdecke kommt also trotz ihrer geringen Mächtigkeit im Geschiebebestand zum Ausdruck. Die spitzbogige Form dieses Züllichauer Endmoränenbogens wird durch das umlaufende Streichen des äußeren Endmoränenkranzes (Tertiärfalten) von Langmeil-Radewitsch-Mittwalde-Glembach-Tammendorf-Reichenwalde-Drossen hervorgerufen und gibt ein sehr charakteristisches, auch die Belieferung mit südschwedischen Geschieben erklärendes Bild. Die zugehörigen Sander sind in Erosionsresten durch Steilränder gegen die jeweils jüngeren Sander getrennt (Dammer 1934, Karte).

Eine jüngere, wichtige Stillstandsmarke ist dann der von Zielenzig über Groß-Kirschbaum und Rietschütz bis Bauchwitz sich hinziehende Höhenzug. Auch bei ihm wiederholt sich die nach SO ausgebuchtete Form des Züllichauer Bogens, wenn auch etwas stumpfwinkliger. Er ist ja durch besonders umfangreiche Staucherscheinungen ausgezeichnet, die mindestens zu einem bedeutenden Teil auf das Eis des Züllichauer Bogens zurückgehen. Der Höhenzug ist ferner gekennzeichnet durch mächtige Sander, die in meist radial fortstrebenden Strömen die Vorlandbildungen zerschneiden.

Die Westflügel des Züllichauer Bogens ist nur zwischen Hohenfinow und Leuenberg untersucht, weiter südlich bei Strausberg und Müncheberg läßt sich die bezeichnende Vorherrschaft der südschwedischen Geschiebe nicht mehr nachweisen. Im südlichen Vorland enthält der Grünberger Höhenzug ebenfalls einen abweichenden, mit den Geschiebegemeinschaften der Brandenburger Phase identischen Geschiebebestand. Das Vorland vor dem Ostflügel ist nicht geschiebekundlich untersucht. Das Zusammentreffen des nordsüdlich gerichteten Endmoränenzuges östlich von Betsche mit dem ostwestlich verlaufenden von Neugörzig macht es wahrscheinlich, daß sich hier ein Angelpunkt für den Ostflügel des Züllichauer Bogens befand. Für die

so zahlreichen Rinnen, Oser und Endmoränen in der Umgebung von Betsche wäre der entsprechende Rahmen gegeben.

Die Grundlagen für den geschiebekundlichen Nachweis des Züllichauer Bogens bilden die folgenden Geschiebezählungen (siehe Zusammenstellung am Schluß und Taf. 46). Es seien zunächst die Verhältniszahlen für die Geschiebeführung der hangenden Grundmoräne mitgeteilt. Hohenfinow 2170, 3160, Torgelow (Bl. Wölsickendorf) 2260, Steinbeck 3160, Leuenberg 3160, Wilkersdorf (Bl. Tamsel) 2170, Landsberg 3160, Lorenzdorf 3250, Jahnsfelde 3160, Ziegelei Mauskow 2170, Ziegelei Berkenwerder 2170, Ziegelei Guscht 2170, Lipke 2170, Büssow (bei Friedeberg) 2260, Wildenow 3160, Gollmütz 2170, Taubenberg (bei Zielenzig) 1180, Lagow 2170, Rinnersdorf 2170, 3160, Bauchwitz 3160, Oggerschütz (Bl. Schwiebus) 3160, Buckow (Bl. Kalzig) 2170[1]), Minettenberg (bei Züllichau) 1270, Bergvorwerk (bei Bomst) 3160[1]), Gr.-Gandern 3160.

Von gleichaltrigen, aber nicht aus Grundmoräne bestehenden Bildungen sind Diluvialsande der Hochfläche und Sander, Blockpackungen und Talsande geschiebekundlich untersucht. Dannenberg ∂gs (Bl. Wölsickendorf) 3160, Steinhöfel (∂G) 3250, 3160, Zielenzig (∂gs) 2260, Ziegelei Berkenwerder (∂as) 3160, Lipke (∂gs) 3160, Grunow (bei Lagow, ∂gs_3) 3160, Herrnberge (bei Schwiebus, ∂gs_ε) 3250, Kelnberge (bei Schwiebus, ∂gs_ε) 3160, Rackau (Bl. Kalzig, ∂gs_ε) 3160, Spitzberg (Bl. Bomst, ∂G) 3160, Weinpfuhl (Bl. Bomst, ∂gs) 3160[1]).

Die Geschiebeführung dieser hangenden glazialen Schichtenserie weist also übereinstimmend einen überwiegenden Gehalt an südschwedischen Geschieben auf, der besonders in der Grundmoräne zum Ausdruck kommt. Die Dominanz südschwedischer Gesteine ist in derselben Weise zu beobachten wie in der von Waren über die Neuenhagener Insel nach Dramburg sich erstreckenden Randlage des Odergletschers, nur mit dem Unterschied, daß die geographische und geschiebekundliche Spitze von der Neuenhagener Insel (auch nach neuer Zählung auf verbreiterter Grundlage bei Liepe gleichbleibende Verhältniszahl 00 10 0, also fast 100% südschwedische Geschiebe unter allen bestimmbaren Geschieben) nach dem Minettenberg (Verhältniszahl 1270) des Züllichauer Bogens verschoben ist. Der Züllichauer Bogen zeigt wie der bis zur Neuenhagener Insel reichende Lobus eine Abnahme des Bestandes an südschwedischen Geschieben auf den Flügeln.

Die unter der dünnen jungglazialen Decke zunächst folgenden Bildungen sind durch einige Stichproben untersucht. Bei Landsberg und in der südlichen Neumark besitzen die mächtigen kiesigen Sande unbestimmten Alters (dgsu) und eine tiefere Grundmoräne miteinander übereinstimmende, aber von den hangenden Diluvialbildungen kraß abweichende Geschiebebestände: Kiesgrube Wepritz (dgsu) 6130, Städtische Kiesgrube Landsberg (dm) 6130, Kiesgrube Jahnsfelde (dgsu) 5230, Sandgrube Gollmütz (dgsu) 5410, 5140, Kiesgrube Bauchwitz (dgsu) 4150, Grapenberge bei Tamsel (∂m_3) 4150. Diese Geschiebebestände entsprechen am besten den Geschiebegemeinschaften der Frankfurter Phase der Weichsel-Eiszeit.

---

1) Die Grundlage der vorliegenden Zählungen ist gegenüber den früheren (Hesemann 1931) Geschiebezählungen von Bomst und Buckow verbreitert; die neuen Zählungen geben daher ein besseres, den seitdem ausgeführten Zählungen eher vergleichbares Ergebnis.

Das Rinnersdorfer Interglazial (Heck 1929) läßt sich leider nicht zu einer normalen Gliederung seiner Begleitschichten verwenden, da es nach dem im Oktober 1937 vorhandenen Stande der Aufschlüsse nicht ungestört liegt. Die Interglazialschichten, mit deutlichem Einfallen nach SW, keilen nach NO zu aus und zwar nicht in ursprünglicher Weise, wie die gestauchten und zerrissenen Sandlagen an der NO-Wand der Ziegeleigrube erkennen lassen. Der hangende und liegende Geschiebemergel enthält dann auch gleiche Geschiebebestände (Verhältniszahlen 2170, 3160). Er gehört demnach zum Eisvorstoß des Züllichauer Bogens; der obere Geschiebemergel ist nicht etwa „wartheeiszeitlich", wie Firbas, Stark und Overbeck (Stark & Firbas & Overbeck 1932) angeben.

Schwieriger ist die Deutung der Geschiebeführung von einigen anderen Aufschlüssen. Einige Kiese und Sande in dem Stauchmoränenzug von Zielenzig (Taubenberg 4240, Weinberg bei Drossen 4150, Sternberg 4150) weisen nämlich Geschiebeverhältnisse auf, die von der des Züllichauer Bogens abweichen und eher an die der Frankfurter Phase erinnern. Eine Klärung erscheint bei den verwickelten Lagerungsverhältnissen nur durch Spezialuntersuchungen möglich. Nicht ganz eindeutig ist ferner das Ergebnis von Geschiebezählungen in dem Endmoränenzug nördlich von Groß-Gandern (∂m 3160, ∂s≈ 4150).

Das Diluvium von Strausberg und Müncheberg scheint nach Geschiebezählungen bereits außerhalb des Züllichauer Bogens zu liegen. Die Geschiebeführung (Ziegeleigrube Strausberg, ∂m, Verhältniszahl 4150, ∂gs am Bahnhof Dahmsdorf-Müncheberg, Verhältniszahl 4240, ∂gs am Kesselsee beim Bahnhof Dahmsdorf-Müncheberg, Verhältniszahl 4150) weist auf Ablagerungen des Frankfurter Stadiums im Gegensatz zur Morphologie hin.

In der Umgebung von Frankfurt (Oder) haben einzelne Geschiebezählungen bisher keine Spuren von Bildungen des Züllichauer Bogens ergeben. In Anlehnung an die Gliederung des Bl. Frankfurt (Keilhack & von Linstow 1931) und in weitergehender Auswertung der Geschiebezählungen möchte ich folgende Altersbeziehungen der dort aufgeschlossenen Glazialbildungen annehmen:

Aufschlüsse	∂m	dg	∂m
Sandberg	—	3250	4150
Lebuser Vorstadt	4150	—	—
Horst-Wessel-Platz	4150	—	—
Beresinchen	—	—	3160, 3160
Randlage	Warthe?	Brandenburg?	Frankfurt?

Der Grünberger Höhenzug scheint nach früheren Geschiebezählungen zwischen Timmendorf und Grünberg (Verhältniszahlen 3340, 4240) nicht mehr zu dem Züllichauer Bogen zu gehören, sondern in seiner Diluvialdecke nur dem Brandenburger Stadium vergleichbare Geschiebebestände zu enthalten (vgl. Zählungen innerhalb des Brandenburger Stadiums bei Schenkenberg, Bl. Lehnin, Verhältniszahlen 3340, 3430, 4240).

Im Drage- und Küddow-Gebiet finden wir, bis auf die Friedeberger und vielleicht auch Woldenberger Landschaft, keine dem Züllichauer Bogen entsprechenden Bildungen. Zwischen Sellnow und Neustettin bildet der Baltische Höhenrücken die Grenze des Pommerschen Stadiums.

Zum Schluß möchte ich die Gründe für die Existenz des Züllichauer Bogens als erste Vorstoßphase des Pommerschen Stadiums zusammenfassen:

1. Die schleierartige jungglaziale Schichtenserie von geringer Mächtigkeit in diskordanter Überlagerung über älteren Diluvialbildungen im Raume Hohenfinow-Friedeberg im Norden und Leuenberg-Züllichau im Süden ist als Ablagerungsprodukt des Züllichauer Eislobus' aufzufassen.

2. Der spitzbogige Verlauf des Endmoränenzuges von Betsche-Bauchwitz-Züllichau-Mittwalde-Beutnitz- (ev. Tammendorf-) Reichenwalde-Drossen mit zugehörigen Sanderresten erfordert die Annahme einer entsprechenden Eisfront.

3. Die Endmoränen von Jehser-Klein-Heinersdorf-Groß-Gandern von flacher bogigem Verlauf und zugehörigen Sanderresten sind Rückzugsbildungen des Züllichauer Bogens.

4. Der große Stauchmoränenzug Zielenzig-Schwiebus-Bauchwitz mit ebenfalls nach SO ausgebuchteter Front und den jüngsten, etwa radial entwässernden Sandern stellt die letzte Stillstandsmarke des Züllichauer Bogens dar.

5. Die Überlagerung der jungglazialen Beckentone von Heinersdorf (Hesemann 1937), Mauskow, Berkenwerder, Guscht und Schwerin durch Grundmoräne ist ein Beweis für den zeitlich engen Zusammenhang mit der Pommerschen Phase.

6. Die Geschiebeführung stimmt mit der inneren baltischen Endmoräne überein und erklärt wegen der südschwedischen Herkunft der meisten Geschiebe die südöstliche Richtung des Eisvorstoßes.

Die wesentlichen, bisher nur schwierig zu deutenden diluvialgeologischen Erscheinungen der Neumark (Schleier jungglazialer Bildungen, die Stauchmoränen des Zielenziger Höhenzuges, die Sander- und Talsandsysteme, die Erhaltung des Warthebruchs als Hohlform durch Toteis, die Überlagerung der jungen Staubeckentone durch Grundmoräne) stehen mit dem angenommenen Züllichauer Bogen nicht in Widerspruch, sondern erfahren vielmehr eine zwanglose und, wie es scheint, harmonische Lösung. Überlappungen älterer Phasen der Weichsel-Vereisung durch Moränen der Pommerschen Phase sind ja nicht ungewöhnlich (Woldstedt 1925, 1931).

Zusammenstellung der Geschiebezählungen

Blatt Hohenfinow. 142 Geschiebe aus ∂G der verlassenen Steingruben zwischen Grenzhaus und Tafelweg westlich Liepe. Geschiebegrößen: etwa ein Drittel Blöcke, Rest zwischen 3—20 cm. Verhältniszahl 00100.

1 Rapakiwi von Aland, 1 Roter Särnaporphyr, 1 Garberggranitporphyr, 68 Granite, 56 Hälleflinten, 5 Porphyre, 5 Eutaxite von Smaland, 1 Kristalltuff von Fagerhult, 3 Paskallavikporphyre, 3 Filipstadgranite, 1 flaseriger Granit von Bornholm, 1 Almindinggranit.

Geschiebe aus ∂m der Feldmark Hohenfinow. Zählung 1 mit 121 Geschieben, Zählung (2) mit 119 Geschieben. Geschiebegrößen 10—30 (1—20) cm. Verhältniszahlen 3160 (2170).

2 (—) Prickgranite, 13 (6) Rapakiwi, 20 (20) Granite, 2 (1) Rapakiwigranitporphyre von Aland, 1 (—) Ragundagranit, 6 (1) Braune Ostseeporphyre, — (1) Grönklittporphyrit, 1 (—) Garberggranitporphyr, 4 (7) Bredvad-, 2 (—) Blyberg-, 1 (—) Roter Särna-, — (1) Hedenporphyr, 1 (—) Öje-Diabasporphyrit, 51 (60) Granite, 2 (18) Hälleflinten, 1 (—) Porphyr von Smaland, 1 (2) Paskallavikporphyre, 1 (—) Alögranit, 1 (—) Almindinggranit, 10 (1) Filipstadgranite, 1 (—) Roter Graverforsgranit.

Blatt Wölsickendorf. 157 Geschiebe aus 1 m mächtigen ∂gs ± Steinsohle über feinem ds in der Sandgrube an der Straße Dannenberg-Prötzel. Geschiebegrößen: 7 Blöcke, sonst zwischen 1—20 cm. Verhältniszahl 3160.

1 Pyterlit, 1 Rödö-Rapakiwi, 8 Rapakiwi, 34 Granite, 2 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 1 Roter, 3 Braune Ostseeporphyre, 2 Grönklittporphyrite, 1 Garberggranitporphyr, 6 Bredvad-, 1 Brauner Särna-, 2 Blybergporphyre, 1 Digerbergsandstein, 81 Granite, 3 Hälleflinten von Smaland, 4 Paskallavikporphyre, 1 Almindinggranit.

101 Geschiebe aus der Lehmgrube (∂m) 750 m südöstlich vom Krähenberg, am Landweg Torgelow—Försterei Torgelow. Geschiebegrößen: einige Blöcke, sonst 1—20 cm. Verhältniszahl 2260.

6 Rapakiwi, 16 Granite, 2 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 7 Braune Ostseeporphyre, 4 Grönklittporphyrite, 3 Garberggranitporphyre, 1 Bredvadporphyr, 1 Salagranit, 43 Granite, 6 Hälleflinten, 1 Porphyr von Smaland, 1 Almindinggranit, 10 Filipstadgranite.

130 Geschiebe aus ∂m am Landweg Wölsickendorf-Steinbeck. Blöcke und Geschiebe zwischen 8—25 cm. Verhältniszahl 3160.

1 Wiborgit, 1 finnischer Rapakiwigranitporphyr, 12 Rapakiwi, 20 Granite, 5 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 1 Ragundagranit, 1 Åsbydiabas, 6 Braune Ostseeporphyre, 1 Grönklittporphyrit, 3 Garberggranitporphyre, 4 Bredvad-, 2 Blybergporphyre, 50 Granite, 5 Hälleflinten, 1 Porphyr von Smaland, 2 Paskallavikporphyre, 1 Kristalltuff von Fagerhult, 2 Almindinggranite, 10 Filipstadgranite, 1 Roter Graverforsgranit.

106 Geschiebe aus ∂m der nördlichen Feldmark Leuenberg bei Punkt 119,8. Geschiebegrößen zwischen 8—30 cm. Verhältniszahl 3160.

14 Rapakiwi, 11 Granite, 2 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 1 Roter Siljangranit, 8 Braune Ostseeporphyre, 2 Grönklittporphyrite, 4 Garberggranitporphyre, 1 Blyberg-, 2 Rote Särna-, 1 Bredvadporphyr, 40 Granite, 1 Hälleflinte, 1 Porphyr von Smaland, 1 Jungfrungranit, 2 Paskallavikporphyre, 15 Filipstadgranite.

Blatt Strausberg. 114 Geschiebe aus ∂m in der Lehmgrube der früheren Ziegelei nordöstlich Strausberg. Geschiebegrößen zwischen 1—40 cm. Verhältniszahl 4150.

14 Rapakiwi, 25 Granite, 4 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 1 Brauner Ostseeporphyr, 1 Grönklittporphyrit, 4 Garberggranitporphyre, 1 Kallberget-, 5 Bredvadporphyre, 42 Granite, 8 Hälleflinten, 1 Porphyr von Smaland, 3 Paskallavikporphyre, 5 Filipstadgranite.

Blatt Müncheberg. 130 Geschiebe aus ∂m auf der Höhe 75,6 nördlich vom Bahnhof Dahmsdorf-Müncheberg. Geschiebegrößen 1,2—15 cm. Verhältniszahl 4240.

13 Rapakiwi, 36 Granite, 5 Granitporphyre von Aland, 1 Roter Siljangranit, 1 Roter, 7 Braune Ostseeporphyre, 3 Grönklittporphyrite, 13 Bredvadporphyre, 39 Granite, 4 Hälleflinten, 2 Porphyre von Smaland, 2 Paskallavikporphyre, 4 Filipstadgranite.

134 Geschiebe aus ∂gs und ∂g in der Kiesgrube gegenüber dem Kesselsee westlich der Straße. Geschiebegrößen zwischen 1—25 cm. Verhältniszahl 4150.

12 Rapakiwi, 43 Granite von Aland, 1 Brauner Ostseeporphyr, 1 Grönklittporphyrit, 7 Bredvadporphyre, 65 Granite, 4 Hälleflinten, 1 Porphyr von Smaland, 3 Filipstadgranite, 1 Almindinggranit.

Blatt Frankfurt (Oder). Blöcke aus der Lehmgrube (∂m) der ehemaligen Ziegelei 600 m südwestlich vom Bahnhof, am Horst Wessel-Platz. Gesamtzahl der Geschiebe 127. Verhältniszahl 5140.

1 Pyterlit, 1 Mariehamngranit, 18 Rapakiwi, 24 Granitè, 7 Rapakiwigranitporphyre, 1 Quarzporphyr von Aland, 2 Rote Refsundgranite, 1 Ragundagranit, 1 Bottenmeer-Quarzporphyr, 1 Rödö-Syenitporphyr, 6 Braune Ostseeporphyre, 2 Grönklittporphyrite, 1 Mälar-, 1 Kallberget-, 1 Bredvadporphyr, 3 Upsalagranite, 41 Granite, 7 Hälleflinten von Smaland, 7 Filipstadgranite, 1 Almindinggranit.

103 Blöcke und Gerölle aus ds der Sandgrube am Nordhang der Höhe westlich Beresinchen, südwestlich vom Horst Wessel-Platz; 9 m mächtige ds unter 0—2 m mächtigem ∂m. Verhältniszahl 3160.

1 Prickgranit, 6 Rapakiwi, 18 Granite, 5 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 6 Braune Ostseeporphyre, 1 Upsalagranit, 2 Grönklittporphyrite, 1 Garberggranitporphyr, 2 Rote Särnaporphyre, 1 Blybergporphyr, 2 Bredvadporphyre, 42 Granite, 6 Hälleflinten, 2 Porphyre von Smaland, 6 Filipstadgranite, 2 Almindinggranite.

121 Geschiebe aus ∂m des letzten Aufschlusses. Geschiebegrößen 2—20 cm. Verhältniszahl 3160.

5 Rapakiwi, 25 Granite, 4 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 4 Braune Ostseeporphyre, 4 Grönklittporphyrite, 1 Garberggranitporphyr, 1 Kallberget-, 1 Katilla-, 4 Bredvad-, 2 Rote Särnaporphyre, 1 Digerbergsandstein, 50 Granite, 9 Hälleflinten, 5 Porphyre von Smaland, 4 Filipstadgranite, 1 Almindinggranit.

130 Geschiebe aus dg der Kiesgrube am Nordhang des Sandberges; dort folgendes Profil:

0—2,5 m	∂m
0—0,2 m	feiner ds
1,5 m	dG + dg
8,0 m	dg, horizontal geschichtet.

Geschiebegrößen zwischen 2—20 cm. Verhältniszahl 3250.

7 Rapakiwi, 26 Granite, 2 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 1 Brauner Ostseeporphyr, 5 Grönklittporphyrite, 2 Garberggranitporphyre, 2 Mälar-, 3 Rote Särna-, 10 Bredvadporphyre, 65 Granite, 3 Hälleflinten, 2 Porphyre von Smaland, 1 Paskallavikporphyr, 1 Filipstadgranit.

239 Geschiebe aus ∂m des letzten Aufschlusses. Geschiebegrößen zwischen 1,5—30 cm. Verhältniszahl 4150.

20 Rapakiwi, 76 Granite, 9 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 1 Roter,

4 Braune Ostseeporphyre, 3 Grönklittporphyrite, 2 Garberggranitporphyre, 1 Blyberg-, 13 Bredvadporphyre, 95 Granite, 8 Hälleflinten, 3 Porphyre von Smaland, 1 Paskallavikporphyr, 1 Eutaxit von Smaland, 2 Filipstadgranite.

102 Geschiebe aus ∂m-Wand der Lehmgrube am südlichsten Hang des zur Lebuser Vorstadt gehörenden Berges mit Punkt 55,2. Geschiebegrößen zwischen 1—15 cm. Verhältniszahl 4150.

9 Rapakiwi, 25 Granite, 2 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 2 Rote Ostseeporphyre, 2 Garberggranitporphyre, 4 Bredvadporphyre, 50 Granite, 6 Hälleflinten, 1 Porphyr von Smaland, 1 Filipstadgranit.

Blatt Tamsel. 2 Zählungen. Geschiebe aus ∂m_2, Lehmgrube am südwestlichsten Ausläufer der Grapenberge bei Tamsel, und Geschiebe ( ) aus ∂m der südlichen Feldmark Wilkersdorf. Geschiebegrößen zwischen 0,5—20 cm. Gesamtzahl der Geschiebe 95 (90). Verhältniszahl 4150 (2170).

6 (1) Rapakiwi, 28 (16) Granite, 2 (—) Rapakiwigranitporphyre von Aland, 1 (—) Roter, 2 (2) Braune Ostseeporphyre, 2 (—) Grönklittporphyrite, — (1) Garberggranitporphyr, 7 (2) Bredvad-, — (1) Roter Särnaporphyr, 1 (1) Digerbergsandstein, 36 (45) Granite, 7 (4) Hälleflinten, 1 (1) Porphyr von Smaland, 1 (—) Nymalaporphyr, 1 (2) Filipstadgranite, 1 (—) Almindinggranit.

Blatt Landsberg (Warthe). 174 Geschiebe aus ∂m der Feldmarken Wormsfelde-Lorenzdorf. Geschiebegrößen zwischen 4—100 cm. Verhältniszahl 3250.

26 Rapakiwi, 24 Granite, 4 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 1 Roter, 1 Grauer Refsundgranit, 2 Öje-Diabasporphyrite, 1 Roter, 11 Braune Ostseeporphyre, 5 Grönklittporphyrite, 1 Roter Särna-, 1 Blyberg-, 4 Bredvadporphyre, 1 Upsalagranit, 70 Granite, 4 Hälleflinten, 2 Granit-, 1 Syenitporphyr von Smaland, 1 Dunkler Graverforsgranit, 14 Filipstadgranite.

81 Geschiebe aus ∂m der Lehmgrube der Landsberger Ziegelwerke (westlichste Grube an der Zechower Straße). Geschiebegrößen zwischen 2—80 cm. Verhältniszahl 3160.

12 Rapakiwi, 13 Granite, 2 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 1 Grönklittporphyrit, 1 Roter Särna-, 2 Bredvadporphyre, 45 Granite, 2 Hälleflinten von Smaland, 3 Filipstadgranite.

85 Geschiebe aus ∂m der städtischen Kiesgrube westlich der Straße nach Heinersdorf; Liegendes dgsu. Geschiebegrößen 10—100 cm. Verhältniszahl 3160.

1 Wiborgit, 11 Rapakiwi, 13 Granite, 1 Rapakiwigranitporphyr von Aland, 1 Brauner Ostseeporphyr, 1 Grönklittporphyrit, 1 Bredvadporphyr, 2 Upsalagranite, 45 Smaland-, 7 Filipstadgranite, 1 Roter Graverfors-, 1 Almindinggranit.

103 Geschiebe aus dgsu desselben Aufschlusses. Geschiebegrößen zwischen 3—150 cm. Verhältniszahl 6220.

1 Wiborgit, 5 Pyterlite, 1 Prickgranit, 26 Rapakiwi, 31 Granite, 4 Granitporphyre, 3 Quarzporphyre von Aland, 1 Roter Rödö-Felsitporphyr, 1 Öje-Diabasporphyrit, 5 Rote, 3 Braune Ostseeporphyre, 2 Garberggranitporphyre, 1 Rännas-, 2 Klittberg-, 7 Bredvadporphyre, 3 Grönklittporphyrite, 1 Roter Siljangranit, 4 Upsalagranite, 12 Smaland-, 5 Filipstad-, 2 Bornholmgranite, 3 Paskallavikporphyre.

85 Geschiebe aus dm der westlichsten Grube der Landsberger Ziegelwerke an der Zechower Straße (liegender dm unter ∂m, ∂gs_2 und dh). Geschiebegrößen zwischen 25—50 cm. Verhältniszahl 6130.

3 Wiborgite, 1 finnischer Rapakiwigranitporphyr, 18 Rapakiwi, 24 Granite, 4 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 3 Grönklittporphyrite, 1 Blyberg-, 1 Roter Särna-, 3 Bredvadporphyre, 1 Stockholm-, 1 Upsala-, 1 Almindinggranit, 20 Granite, 3 Hälleflinten von Smaland, 1 Filipstadgranit.

236 Geschiebe aus der großen Kiesgrube nördlich von Wepritz, die etwa 20 m mächtige dgsu aufgeschlossen hat. Geschiebegrößen zwischen 10—50 cm. Verhältniszahl 6130.

1 Wiborgit, 3 Pyterlite, 1 Bottenmeer-Quarzporphyr, 1 Prickgranit, 63 Rapakiwi, 56 Granite, 6 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 1 Rödö-Granitporphyr, 1 Grauer Refsundgranit, 5 Braune Ostseeporphyre, 3 Grönklittporphyrite, 2 Garberggranitporphyre, 2 Blyberg-, 4 Bredvadporphyre, 2 Upsalagranite, 61 Granite, 3 Hälleflinten von Smaland, 5 Paskallavikporphyre, 10 Filipstadgranite.

Blatt Zantoch. 2 Zählungen in der großen Kiesgrube in der nördlichen Feldmark Jahnsfelde. 210 Geschiebe aus hangendem ∂m, Geschiebegrößen zwischen 0,8—20 cm. Verhältniszahl 3160. (239) Geschiebe aus liegenden dgs, Geschiebegrößen zwischen (1—15 cm). Verhältniszahl (5230).

2 (1) Pyterlite, 13 (24) Rapakiwi, 51 (79) Granite, 6 (7) Rapakiwigranitporphyre von Aland, 1 (4) Roter, 5 (7) Braune Ostseeporphyre, 6 (7) Grönklittporphyrite, — (2) Garberggranitporphyre, 9 (14) Bredvad-, — (5) Blyberg-, 1 (—) Roter Särna-, — (1) Hedenporphyr, — (1) Stockholmgranit, 101 (75) Granite, 7 (4) Hälleflinten, 8 (6) Porphyre von Smaland, — (2) Filipstadgranite.

Blatt Friedeberg. Geschiebe aus ∂G und ∂gs der Kreiskiesgrube bei Steinhöfel, nach Beschoren wahrscheinlich eingeebnete Endmoränen-Blockpackung. 2 Zählungen. Geschiebegrößen zwischen 10—25 und (2—8) cm. Gesamtzahl der Geschiebe 134 (161). Verhältniszahlen 3160 (3250).

1 (—) finnischer Rapakiwigranitporphyr, 15 (8) Rapakiwi, 21 (26) Granite, 4 (5) Rapakiwigranitporphyre von Aland, — (2) Rote, 4 (3) Braune Ostseeporphyre, 5 (9) Grönklittporphyrite, 1 (—) Brauner Särna-, — (2) Rote Särna-, 1 (—) Arrlok-, 2 (4) Blyberg-, 4 (9) Bredvadporphyre, 1 (1) Garberggranitporphyr, 1 (—) Digerbergsandstein, — (1) Roter Siljangranit, 55 (71) Granite, 5 (13) Hälleflinten, 2 (3) Porphyre von Smaland, 2 (—) Nymala-, 5 (2) Paskallavikporphyre, 2 (—) Almindinggranite.

Blatt Büssow. Geschiebe aus den ehemaligen Ziegeleigruben von Büssow (südliche Feldmark) und Wildenow (nordwestliche Feldmark), ∂m. Geschiebegrößen zwischen 10—50 (4—30) cm. Gesamtzahl der Geschiebe 100 (142). Verhältniszahlen 2260 (3160).

1 (—) Pyterlit, 4 (9) Rapakiwi, 11 (29) Granite, 2 (8) Rapakiwigranitporphyre von Aland, 13 (12) Braune Ostseeporphyre, 1 (—) Roter Refsundgranit, 2 (2) Grönklittporphyrite, 1 (—) Garberggranitporphyr, 2 (5) Bredvadporphyre, 1 (—) Upsala-, 1 (—) Sala-, 5 (4) Filipstad-, 49 (67) Smalandgranite, 1 (—) Nymala-, 3 (5) Smalandporphyre, 3 (1) Hälleflinten von Smaland.

Blatt Alt-Limmritz. 38 Geschiebe aus ∂m zwischen hangenden ∂ags und liegendem ∂ah der Ziegelei Mauskow. Geschiebegrößen zwischen 1—30 cm. Verhältniszahl 2170.

1 Rapakiwi, 7 Granite von Aland, 1 Brauner Ostsee-, 1 Katillaporphyr, 1 Grönklittporphyrit, 23 Granite, 4 Hälleflinten von Smaland.

Blatt Trebisch. Geschiebe aus ∂m und ∂ags der Ziegeleigrube Berkenwerder.

0—1,5 m	∂ags
2—2,5 m	∂m
7,0 m	∂aħ
1,0 m	ds

Geschiebegrößen (∂m) 4 Blöcke, sonst zwischen 1—20 (dags, 1—15) cm. Gesamtzahl der Geschiebe 104 (134). Verhältniszahlen 2170 (3160).

2 (4) Rapakiwi, 14 (25) Granite, 1 (2) Granitporphyre von Aland, — (1) Roter Siljangranit, — (1) Roter Ostseeporphyr, 2 (1) Grönklittporphyrite, — (1) Garberggranitporphyr, — (1) Heden-, 4 (3) Bredvadporphyre, 1 (—) Upsalagranit, 62 (70) Granite, 8 (13) Hälleflinten, 6 (6) Porphyre von Smaland, 1 (—) Eutaxit von Smaland, 1 (—) Filipstad-, 1 (—) Almindinggranit, 1 (6) Braune Ostseeporphyre.

Blatt Schwerin. 130 Geschiebe aus ∂m und hangenden ∂gs der Ziegeleigrube Guscht.

2,5 m	horizontalgeschichtete feine und grobe ∂s
0,4 m	fein- bis mittelkörnig ∂s
0,2 m	∂s mit Ton- und. ∂m-Geröllen; an der Südwand der Grube: 30 m lange und 1—3 m mächtige Bank von ∂m, an der Südwestwand 1,5—2 m mächtiger ∂m über ∂aħ
0,4 m	∂s
0,2 m	∂sg
0,2 m	∂m
0,5 m	∂aħ mit einzelnen Geröllen und Kieslagen
> 2,0 m	∂aħ

Geschiebe meist in Blockgröße, sonst nur 10 Geschiebe zwischen 1—10 cm groß. Verhältniszahl 2170.

1 finnischer Rapakiwigranitporphyr, 9 Rapakiwi, 15 Granite, 3 Rapakiwigranitporphyre von Aland, 3 Braune Ostseeporphyre, 1 Garberggranitporphyr, 1 Roter Särna-, 1 Bredvadporphyr, 2 Upsalagranite, 67 Granite, 2 Hälleflinten, 8 Porphyre von Smaland, 3 Paskallavikporphyre, 1 Almindinggranit, 9 Filipstadgranite.

Kies- und Lehmgrube 500 m südwestlich vom Bahnhof Lipke. 3 Zählungen.

Zählung 1 aus 2—5 m ∂gs 140 Geschiebe zwischen 1—10 cm. Verhältniszahl 3160.

Zählung 2 aus 0—4 m ∂m 76 Geschiebe zwischen 1,5—40 cm. Verhältniszahl 2170.

Zählung 3 aus 6 m ∂gs—∂g 83 Geschiebe zwischen 1—20 cm. Verhältniszahl 3070.

12 (2, 5) Rapakiwi, 32 (11, 17) Granite, 3 (—, 2) Granitporphyre von Aland, 4 (2, 2) Braune Ostseeporphyre, 2 (1, —) Grönklittporphyrite, 2 (2, 1)

Bredvadporphyre, 1 (—, —) konglomerat. Digerbergsandstein, 68 (50, 46) Granite, 6 (4, 5) Hälleflinten, 6 (4, 5) Porphyre von Smaland, 1 (—, —) Almindinggranit, 3 (—, —) Filipstadgranite, — (—, 1) Öje-Diabasporphyrit.

319 Geschiebe aus ∂gs nordöstlich vom Bahnhof Lipke. Geschiebegrößen zwischen 0,8—8 cm. Verhältniszahl 3160.

18 Rapakiwi, 80 Granite, 6 Granitporphyre von Aland, 3 Rote, 13 Braune Ostseeporphyre, 6 Grönklittporphyrite, 3 Garberggranitporphyre, 15 Bredvadporphyre, 132 Granite, 15 Hälleflinten, 13 Porphyre von Smaland, 5 Paskallavikporphyre, 5 Filipstadgranite.

173 Geschiebe aus den hangenden ∂gs und den Resten von ausgewaschener Grundmoräne über ∂ah, der selbst Einlagerungen von Grundmoräne enthält, in der Tongrube der städtischen Ziegelei I nördlich Schwerin. Geschiebegrößen zwischen 10—60 cm. Verhältniszahl 3160.

1 Prick-, 1 Ragundagranit, 16 Rapakiwi, 29 Granite, 5 Granitporphyre von Aland, Asbydiabase und Öje-Diabasporphyrit, 5 Braune Ostseeporphyre, 2 Grönklittporphyrite, 1 Garberggranitporphyr, 1 Blyberg-, 1 Roter Särna-, 2 Bredvadporphyre, 3 Upsala-, 3 Alminding-, 8 Filipstad-, 86 Smalandgranite, 2 Hälleflinten, 6 Porphyre von Smaland, 1 Paskallavikporphyr.

Blatt Drossen. 230 Geschiebe aus ∂gs≈, z. T. ∂g≈ aus der Sand- und Kiesgrube an der Straße von Drossen nach Sonnenburg am Südhang des Weinberges. Geschiebegrößen zwischen 2—25 cm. Verhältniszahl 4150.

1 Pyterlit, 1 Prickgranit, 1 Roter Siljangranit, Ostseediabasmandelstein, 23 Rapakiwi, 58 Granite, 11 Granitporphyre von Aland, 2 Rote, 5 Braune Ostseeporphyre, 3 Grönklittporphyrite, 2 Garberggranitporphyre, 1 Mälar-, 2 Rote Särna-, 2 Blyberg-, 6 Bredvadporphyre, 1 Upsalagranit, 88 Granite, 7 Hälleflinten, 9 Porphyre von Smaland, 4 Paskallavikporphyre, 3 Filipstadgranite.

Blatt Zielenzig. 149 Geschiebe aus dgs auf dem Taubenberg beim trigonometr. Punkt. Viele Milchquarze und Windschliffe. Außer einem Findling von Filipstadgranit nur Geschiebegrößen zwischen 1—20 cm. Verhältniszahl 4240.

1 Pyterlit, 15 Rapakiwi, 36 Granite, 3 Granitporphyre von Aland, 1 Roter 4 Braune Ostseeporphyre, 1 Garberggranitporphyr, 5 Grönklittporphyrite, 1 Roter Särna-, 1 Kallberget-, 15 Bredvadporphyre, 53 Granite, 5 Hälleflinten, 4 Porphyre von Smaland, 1 Eutaxit von Smaland, 2 Filipstadgranite, 1 Rhombenporphyr von Oslo.

55 Geschiebe aus 8—9 m mächtigem ∂m am Westhang des Taubenberges, in der Lehmgrube beiderseits der Straße Zielenzig-Meseritz. Viele Milchquarze. Geschiebegrößen zwischen 1—10 cm. Verhältniszahl 1180.

6 Granite, 1 Granitporphyr von Aland, 3 Grönklittporphyrite, 1 Garberggranitporphyr, 1 Roter, 1 Brauner Särna-, 1 Katillaporphyr, 30 Granite, 8 Hälleflinten, 3 Porphyre von Smaland.

160 Geschiebe aus kiesigen Diluvialsanden (horizontalgeschichtet) der städtischen Kiesgrube am Ostausgang von Zielenzig, südlich der Straße Zielenzig-Meseritz. Geschiebegrößen zwischen 10—50 cm. Verhältniszahl 2260.

11 Rapakiwi, 20 Granite, 5 Granitporphyre von Aland, 1 Roter Refsund-, 1 Roter Siljangranit, Asbydiabas, Ostseediabasmandelstein, 1 Roter, 3 Braune Ostseeporphyre, 5 Grönklittporphyrite, 5 Garberggranitporphyre, 2 Rote

Särna-, 2 Blyberg-, 1 Heden-, 1 Kallberget-, 11 Bredvadporphyre, 64 Granite, 8 Hälleflinten, 4 Porphyre von Smaland, 1 Nymalaporphyr, 13 Filipstadgranite, 1 Almindinggranit.

Blatt Sternberg. 202 Geschiebe aus ∂gsε der ersten Endmoränenkuppe an der Straße Sternberg-Zielenzig. Geschiebegrößen zwischen 6—20 cm. Verhältniszahl 4150.

17 Rapakiwi, 48 Granite, 5 Granitporphyre von Aland, 1 Roter, 6 Braune Ostseeporphyre, 4 Grönklittporphyrite, 3 Garberggranitporphyre, 1 Roter Särnaporphyr, 5 Bredvadporphyre, 2 Digerbergsandsteine, 80 Granite, 12 Hälleflinten, 10 Porphyre, 2 Eutaxite von Smaland, 1 Paskallavikporphyr, 4 Filipstadgranite.

Blatt Groß-Gandern. Geschiebe aus ∂m im Wegeinschnitt 500 m nördlich Groß-Gandern (167 Geschiebe zwischen 2—15 cm) und aus (∂sε) aus vom Wald umschlossenen Feldbezirk 2 km nordwestlich Groß-Gandern (128 Geschiebe zwischen 2—30 cm). Verhältniszahlen 3160 (4150).

9 (6) Rapakiwi, 26 (35) Granite, 5 (4) Granitporphyre von Aland, 1 (1) Roter, 1 (2) Braune Ostseeporphyre, 8 (4) Grönklittporphyrite, 1 (3) Garberggranitporphyre, 2 (2) Rote Särna-, 8 (6) Bredvadporphyre, 1 (1) Digerbergsandstein, 80 (41) Granite, 16 (13) Hälleflinten, 7 (5) Porphyre von Smaland, — (2) Paskallavikporphyre, 2 (3) Filipstadgranite.

Blatt Lagow. 111 Geschiebe aus ∂m der Lehmgrube am Südostausgang von Lagow an der Straße nach Grunow. Geschiebegrößen 1—20, meist zwischen 1—5 cm. Verhältniszahl 2170.

4 Rapakiwi, 19 Granite, 1 Granitporphyr von Aland, 1 Brauner Ostseeporphyr, 2 Grönklittporphyrite, 1 Blybergporphyr, 5 Bredvadporphyre, 63 Granite, 4 Hälleflinten, 7 Porphyre, 1 Eutaxit von Smaland, 1 Paskallavikporphyr, 2 Filipstadgranite.

Blatt Topper. 126 Geschiebe aus dem Sander zwischen Dorf und Bahnhof Grunow. Geschiebegrößen zwischen 6—25 cm. Verhältniszahl 3160.

10 Rapakiwi, 19 Granite, 7 Granitporphyre von Aland, 1 Roter Refsundgranit, 6 Braune Ostseeporphyre, 1 Grönklittporphyrit, 2 Garberggranitporphyre, 3 Bredvadporphyre, 55 Granite, 5 Hälleflinten, 7 Porphyre von Smaland, 1 Paskallavikporphyr, 9 Filipstadgranite.

Blatt Gollmütz. 2 Zählungen in der Lehm- und Sandgrube 500 m nordwestlich Gollmütz. 95 Geschiebe zwischen 1—30 cm aus ∂m (3 m mächtig über dgsu), 153 Geschiebe zwischen 1—30 cm und einzelne Blöcke aus dgsu. Verhältniszahlen 2170 (5140).

4 (22) Rapakiwi, 14 (54) Granite, 3 (5) Granitporphyre von Aland, — (1) Roter Ostseeporphyr, — (1) Pseudosphärolithporphyr von Ragunda (?), — (1) Ostseesyenitporphyr, 2 (1) Braune Ostseeporphyre, — (2) Grönklittporphyrite, 1 (1) Garberggranitporphyr, 1 (—) Upsalagranit, — (1) Prickgranit, 5 (5) Bredvadporphyre, Kinnediabas, 56 (46) Granite, 5 (7) Hälleflinten, 2 (3) Porphyre von Smaland, 1 (1) Paskallavikporphyr, 1 (2) Filipstadgranite.

Blatt Bauchwitz. 2 Zählungen in der Lehm- und Kiesgrube 600 m südöstlich Bauchwitz. 153 Geschiebe zwischen 5—25 cm und 5 Blöcke aus ∂m.

107 Geschiebe zwischen 1—3, seltener bis 20 cm aus dgsu, die teilweise unter ∂m liegen. Verhältniszahlen 3160 (4150).

1 (—) Pyterlit, 9 (10) Rapakiwi, 34 (36) Granite, 2 (1) Granitporphyre von Aland, — (1) Roter, 7 (3) Braune Ostseeporphyre, — (1) Grönklittporphyrit, 1 (—) Garberggranitporphyr, 1 (—) Blyberg-, 2 (—) Rote Särna-, 3 (6) Bredvadporphyre, 1 (—) Upsalagranit, 68 (42) Granite, 8 (3) Hälleflinten, 9 (4) Porphyre von Smaland, 2 (—) Paskallavikporphyre, 5 (—) Filipstadgranite.

Blatt Jordan. 68 Geschiebe zwischen 1—10 cm (und einige Blöcke) aus ∂m unter dem Interglazial von Rinnersdorf. 163 Geschiebe zwischen 2—25 cm (dazu wenige Blöcke) aus hangendem ∂m. Verhältniszahlen 2170 (3160).

3 (14) Rapakiwi, 11 (25) Granite, — (6) Granitporphyre von Aland, 1 (9) Braune Ostseeporphyre, 2 (4) Grönklittporphyrite, 1 (1) Garberggranitporphyr, — (1) Roter Särna-, 4 (3) Bredvadporphyre, — (1) Digerbergsandstein, 37 (75) Granite, 6 (10) Hälleflinten, 2 (7) Porphyre von Smaland, — (3) Paskallavikporphyre, 1 (2) Filipstad-, — (2) Almindinggranite.

Blatt Schwiebus. 124 Geschiebe zwischen 5—25 cm aus ∂gs≈ auf den Herrnbergen bei Gräditz. Verhältniszahl 3250.

10 Rapakiwi, 21 Granite, 4 Granitporphyre von Aland, 1 Ragundagranit, 2 Rote, 10 Braune Ostseeporphyre, 3 Grönklittporphyrite, 3 Garberggranitporphyre, 1 Mälarporphyr, 4 Bredvadporphyre, 1 Digerbergsandstein, 36 Granite, 12 Hälleflinten, 7 Porphyre von Smaland, 3 Paskallavikporphyre, 1 Almindinggranit, 5 Filipstadgranite.

155 Geschiebe zwischen 2—15 cm aus ∂m der Lehmgrube im Westen von Oggerschütz. Verhältniszahl 3160.

18 Rapakiwi, 23 Granite, 5 Granitporphyre von Aland, 2 Rote, 7 Braune Ostseeporphyre, 6 Grönklittporphyrite, 7 Bredvadporphyre, 1 Digerbergsandstein, 67 Granite, 6 Hälleflinten, 7 Porphyre von Smaland, 2 Paskallavikporphyre, 4 Filipstadgranite.

135 Geschiebe zwischen 1—25 cm (dazu einige Rapakiwiblöcke) aus ∂gs≈ der Kelnberge südlich Jehser. Verhältniszahl 3160.

9 Rapakiwi, 27 Granite, 4 Granitporphyre von Aland, 4 Braune Ostseeporphyre, 2 Grönklittporphyrite, 4 Garberggranitporphyre, 5 Bredvadporphyre, 2 Digerbergsandsteine, 62 Granite, 8 Hälleflinten, 6 Porphyre von Smaland, 2 Filipstadgranite.

Blatt Kalzig. 125 Geschiebe zwischen 5—30 cm ∂gs≈ der nördlichen Feldmark Rackau. Verhältniszahl 3160.

1 Pyterlit, 1 Prickgranit, 1 Ragundagranit, 10 Rapakiwi, 21 Granite, 4 Granitporphyre von Aland, 1 Roter, 4 Braune Ostseeporphyre, 2 Grönklittporphyrite, 3 Garberggranitporphyre, 1 Mälar-, 1 Blybergporphyr, 4 Bredvadporphyre, 55 Granite, 7 Hälleflinten, 6 Porphyre von Smaland, 1 Paskallavikporphyr, 2 Filipstadgranite.

65 Geschiebe zwischen 10—200 cm aus ∂m≈ der nördlichen Feldmark Buckow. Verhältniszahl 2170.

4 Rapakiwi, 7 Granite, 1 Granitporphyr von Aland, 1 Roter, 1 Brauner Ostseeporphyr, 1 Grönklittporphyrit, 1 Garberggranitporphyr, 1 Roter Särnaporphyr, 3 Bredvadporphyre, 43 Granite, 1 Hälleflinte, 1 Porphyr von Smaland.

Blatt Trebschen. 120 Geschiebe zwischen 1—10 cm aus ∂m≈ auf dem Minettenberge. Verhältniszahl 1270.

2 Rapakiwi, 6 Granite von Aland, 1 Brauner Ostseeporphyr, 5 Grönklittporphyrite, 2 Garberggranitporphyre, 1 Kallberget-, 1 Roter Särna-, 10 Bredvadporphyre, 75 Granite, 7 Hälleflinten, 6 Porphyre van Smaland, 4 Filipstadgranite.

Blatt Bomst. 133 Geschiebe zwischen 2,5—15 cm aus ∂m vom Bergvorwerk. 211 Geschiebe zwischen 2—30 cm aus 5—100 cm aus ∂G und ∂g≈ am Spitzberg. Verhältniszahlen 3160 (3160).

1 (1) Prickgranit, 22 (48) Granite, 3 (6) Granitporphyre, 8 (13) Rapakiwi von Aland, 1 (9) Braune Ostseeporphyre, 4 (2) Grönklittporphyrite, 1 (5) Garberggranitporphyre, 3 (2) Rote Särna-, — (2) Kallberget-, 8 (8) Bredvadporphyre, — (1) Digerbergsandstein, 60 (91) Granite, 10 (12) Hälleflinten, 4 (4) Porphyre von Smaland, 2 (2) Paskallavikporphyre, 6 (7) Filipstadgranite.

128 Geschiebe zwischen 2—10 cm aus ∂g — ∂gs in der Kiesgrube am Weinpfuhl südlich Schmarse. Verhältniszahl 3160.

9 Rapakiwi, 21 Granite, 2 Granitporphyre von Aland, 3 Rote, 1 Brauner Ostseeporphyr, 3 Grönklittporphyrite, 1 Garberggranitporphyr, 1 Blybergporphyr, 7 Bredvadporphyre, 58 Granite, 12 Hälleflinten, 8 Porphyre von Smaland, 1 Paskallavikporphyr, 1 Filipstadgranit.

Blatt Liebthal. 50 Geschiebe aus ∂m der Höhen nordwestlich Drehnow. Verhältniszahl 4240.

9 Rapakiwi, 6 Granite, 6 Granitporphyre, 1 Quarzporphyr von Aland, 1 Roter Ostseeporphyr, 10 Dalarneporphyre, 11 Granite, 5 Hälleflinten, 1 Porphyr von Smaland.

68 Geschiebe aus ∂gs≈ vom Fuchsberg bei Grunow. Verhältniszahl 3340.

13 Rapakiwi, 7 Granite, 3 Granitporphyre von Aland, 4 Braune Ostseeporphyre, 1 Garberggranitporphyr, 7 Grönklittporphyrite, 1 Kallbergetporphyr, 7 Bredvadporphyre, 1 Upsalagranit, 14 Granite, 6 Hälleflinten, 3 Porphyre von Smaland, 1 Filipstadgranit.

Blatt Lehnin. 3 Zählungen mit 116 (243, 212) Geschieben zwischen 5—25 cm aus ∂s zwischen den vom Vorwerk Schenkenberg nach Groß-Kreutz und Dahmsdorf führenden Wegen. Verhältniszahlen 4240 (3430, 3340).

2 (2, 2) Pyterlite, — (1, —) Prickgranite, 13 (29, 23) Rapakiwi, 27 (36, 39) Granite, 5 (13, 7) Granitporphyre, — (1, —) Quarzporphyr von Aland, — (—, 1) Roter Refsundgranit, 1 (—, 1) Roter Rödöquarzporphyr, — (1, 1) Siljangranit, — (—, 1) Ostseesyenitporphyr, 1 (1, —) Roter, 5 (34, 16) Braune Ostseequarzporphyre, 12 (24, 13) Bredvad-, — (—, 2) Blyberg-, — (—, 2) Katilla-, — (1, —) Kallberget-, 2 (—, 2) Rote Särnaporphyre, 2 (7, 3) Garberggranitporphyre, 6 (18, 13) Grönklittporphyrite, — (3, 3) Digerbergsandstein und -konglomerat, — (—, 1) Upsalagranit, 6 (15, 15) Filipstadgranite, 27 (36, 46) Granite, 4 (12, 12) Hälleflinten, 1 (5, 3) Porphyre, — (1, 1) Syenitporphyr, 1 (—, 2) Eutaxite von Smaland, — (—, 2) Vislandagranite, — (—, 1) Roter Graverforsgranit, 1 (1, —) Flivikgranit, — (1, —) Almindinggranit.

Schriften

Beschoren, B.: Über jungglaziale Staubeckentone zwischen Havel und Oder. — Dies. Jb. f. 1934, **55**, S. 395—428, 9 Abb., 1 Tab., 6 Taf. 1935.

von Bülow, K.: Zum Problem der Eberswalder Pforte. — Dies. Jb. f. 1934, **55**, S. 28—43, 3 Abb., 1 Taf. 1935.

Dammer, Br.: Über Druckerscheinungen im Geschiebemergel des Staumoränengebietes von Schwiebus. — Sber. preuß. geol. L.-A., **2**, S. 129—134, 4 Abb. 1927.

— : Geologisch-morphologische Übersichtskarte der südlichen Neumark und angrenzender Gebiete 1:100 000. — Berlin 1931.

— : Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte der südl. Neumark und angrenzender Gebiete. — 56 S., 8 Taf. 1931.

Fries, W.: Tertiär und Diluvium im Grünberger Höhenrücken. Ein Beitrag zur Klärung der Dislokationen im ostdeutschen Braunkohlentertiär. — Jb. hallesch. Verb., N. F. **12**, S. 167—198, 13 Abb., 1 Taf. 1933.

Heck, H.-L.: Über ein Vorkommen interglazialer Torfe und Tone bei Rinnersdorf (nahe Schwiebus) in der östlichen Mark Brandenburg. — Dies. Jb. f. 1928, **49**, S. 1117—1126, 3 Abb., 1 Taf. 1929.

Hesemann, J.: Quantitative Geschiebebestimmungen im norddeutschen Diluvium. — Dies. Jb. f. 1930, **51**, S. 714—758, 1 K. 1931.

— : Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. I. Äußere, Rosenthaler und Velgaster Randlage. — Dies. Jb. f. 1932, **53**, S. 70—84, 1 K. 1932.

— : Erläuterungen zum geologischen Blatt Landsberg (Warthe). — Flachlands-Arch. preuß. geol. L.-A. 1937.

Keilhack, K.: Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. — Dies. Jb. f. 1898, **19**, S. 90—152, 14 Taf. 1899.

— : Geologische Übersichtskarte der Provinz Brandenburg 1:500 000. — Berlin 1921.

Keilhack, K. & von Linstow, O.: Geologische Karte von Preußen, Blatt Frankfurt (Oder). — 3. Aufl. Berlin 1931.

Korn, J.: Untersuchungen in der Glaziallandschaft östlich vom Odergletscher. — Dies. Jb. f. 1915, **36**, T. II, S. 396—420, 1 Abb., 1 Taf. 1917.

Louis, H.: Die Talgeschichte der mittleren und unteren Oder. — Z. Ges. Erdk. Berlin, 1931, S. 175—192, 1 Abb. 1931.

Ost, H. G.: Neue Anschauungen zur Entwicklungsgeschichte eines norddeutschen Urstromtals. — Z. Gletscherkunde, **22**, S. 96—108, 2 Abb., 4 Prof. 1935.

Roethe, O.: Über die Stauchungen im Braunkohlentertiär der östlichen Mark Brandenburg. — Jb. hallesch. Verb., N. F. **11**, S. 185—224, 8 Abb., 7 Taf. 1932.

Schulz, G.: Die Lagerungsverhältnisse des Braunkohle führenden Tertiärs und des Diluviums in der östlichen Mark. — Braunkohle, **28**, S. 61—68, 85—93, 126—132, 14 Abb. 1929.

Stark, P., Firbas, F. & Overbeck, F.: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Rinnersdorf in der südlichen Mark Brandenburg. — Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **28**, S. 105—130, 4 Abb., 1 Taf. 1932.

Wolff, W.: Die Entstehung der mecklenburgischen Seenplatte. — Naturforscher, **1**, S. 397—402, 3 Abb. 1924—1925.

Woldstedt, P.: Die „Innere" und „Äußere" Baltische Endmoräne in der westlichen Umrandung der Ostsee. — Zbl. Min., 1925, B, S. 34—39, 2 Abb. 1925.

— : Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze-Warthe-Urstromtales. — Dies. Jb. f. 1931, **52**, S. 59—67, 1 K. 1931.

— : Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebiets 1:1 500 000. — Berlin 1935.

— : Über die Geschichte des Küstriner Beckens und der Eberswalder Pforte. Dies. Jb. f. 1935, **56**, S. 274—291. 1936.

Zeuner, F. & Schulz, G.: Die Entwicklung des Entwässerungssystems des Landrückens zwischen Warthe und Oder seit der letzten Eiszeit. — N. Jb. Min., B, Beil.-Bd. **65**, S. 197—290, 15 Abb., 2 Taf., 2 K. 1931.

Urschrift eingegangen am 4. Dezember 1937
Druckauftrag erteilt am 10. Februar 1938

Die Diatomeenflora der Kieselgur aus dem Phonolithtuff vom Nordost-Abhang des Hochsimmer bei Mayen (Eifel

Von Georg Krasske, Kassel

Mit einem geologischen Teil von Wilhelm Ahrens, Berlin

Die Eigenart der von v. Dechen 1864, S. 154 ff., beschriebenen Kieselgurvorkommen in den Phonolithtuffen nordöstlich des Hochsimmer bei Mayen ließ eine Neuuntersuchung wünschenswert erscheinen. Bei der geologischen Kartierung wurden deshalb im Jahre 1926 in der Nähe der alten Fundstelle mehrere Aufgrabungen gemacht.[1])

Die Örtlichkeit liegt 100 m südlich der Straße Ettringen—Kirchesch, in der Mitte zwischen Hochstein und Hochsimmer, 900—950 m nordöstlich des Gipfels des Hochsimmer, das ist Punkt 587,5 des Meßtischblattes. Auf der geologischen Karte, Blatt Mayen, sind die Kieselgur führenden Schichten mit einer besonderen Signatur dargestellt worden.

In diesem Gebiet wurden sechs Schürfe angelegt. Sie zeigten, daß die Kieselgur dem zwischen Hochstein und Hochsimmer anstehenden Leuzitphonolithtuff eingelagert ist. Es sind keine durchgehenden Schichten, sondern mehrere, in ihrer Mächtigkeit rasch an- und abschwellende kleine Linsen. Eine derartige Schicht hatte eine Ausdehnung von 2 qm bei einer größten Mächtigkeit von 25 cm. Die schneeweiße Kieselgur geht randlich allmählich in einen gleichmäßigen, feinkörnigen, grauen, zunächst noch Diatomeen führenden Tuff über. Im Nachbarschurf fand sich darunter eine weitere Linse von 30 cm größter Mächtigkeit.

In ihrer Gesamtheit ergaben die Schürfe, daß auf einer vielleicht 1—1,5 ha großen Fläche in dem Phonolithtuff mehrere, gering mächtige und rasch auskeilende Kieselgurlager vorkommen, die in ihrem inneren Teil recht rein sind. Die begleitenden Tuffschichten, vor allem die gleichmäßig feinkörnigen, ent-

---

1) Die Fundortsbeschreibung bei v. Dechen ist ungenau und widerspruchsvoll. Ich bin daher Herrn Grubenbesitzer Mathias Bell in Ettringen sehr zu Dank verpflichtet, der durch Befragen der „ältesten Leute“ die Örtlichkeit so genau feststellte, daß das Lager gleich bei dem ersten Schurf angetroffen wurde.

halten ebenfalls Diatomeen, allerdings in so geringer Menge, daß sie nicht mehr als Kieselgur, auch nicht als unreine, angesprochen werden können. Eine praktische Bedeutung kommt dem Vorkommen also nicht zu.

Die Lagerung der Tuffschichten ist ziemlich unregelmäßig. Sie fallen, z. T. mit 25—30°, nach NO, also im ganzen dem Abhang konform, ein.

Die Entstehung der Kieselgurlager ist so zu denken, daß sich während des ziemlich langsam erfolgenden Absatzes der Phonolithtuffe kleine Tümpel bilden konnten. Hier lebten die Diatomeen. Blieben die Aschenregen eine Zeitlang aus, konnte sich eine Schicht reiner Kieselgur bilden. Bei einem erneuten Ausbruch wurde sie dann durch Tuff zugedeckt. — Reste höherer Pflanzen erwähnt v. Dechen 1864, S. 161. Auch bei meinen Schürfungen konnte ich nur undeutliche Stengelabdrücke bis zu 1—2 cm Durchmesser feststellen. Die von Ehrenberg beschriebenen Frittungserscheinungen an den Diatomeen konnten nicht beobachtet werden.

Das Profil des Schurfes, dem die botanisch untersuchten Proben entstammen, ist das folgende:

1. 0,20—0,30 m Mutterboden.

2. 0,30 m graugelber Phonolithtuff mit Bimssteinen und zahlreichen Bruchstücken von devonischen Gesteinen und Phonolith bis 3—4 cm Durchmesser.

3. wechselnd mächtig, im Durchschnitt 0,06 m: diatomeenführender grauer Phonolithtuff; geht in 1,2 m Entfernung nach SW in eine Kieselgurschicht über, die 0,25 m größte Mächtigkeit erreicht.

4. 0,03 m unregelmäßig ausgebildeter, bimssteinreicher Phonolithtuff.

5. 0,35 m im allgemeinen grober, bimssteinreicher, graugelber Phonolithtuff.

6. bis 0,50 m mächtig: nach oben sehr unregelmäßig begrenzte, gleichmäßig feinkörnige Tuffschicht; mit diatomeenreichen Lagen.

7. bis 0,30 m, aber rasch auskeilend: gut geschichtete Kieselgur; in der Mitte schneeweiß, oben und unten schwach grauweiß; aus dieser Schicht stammen die botanisch untersuchten Proben.

8. bis 0,30 m noch aufgeschlossen: ziemlich grober, graugelber, bimssteinreicher Phonolithtuff, mit zahlreichen Bruchstücken devonischer Gesteine und Phonolith.

Fallen der Schichten mit etwa 25° nach Nordost. (Ahrens.)

Die Diatomeenflora der Kieselgur vom Nordostabhang des Hochsimmer

1. Aus den höchsten Teilen der Hauptkieselgur (Schicht 7 des vorstehenden Profils);
2. aus der Mitte;
3. aus den tiefsten Teilen.

m = massenhaft
h = häufig
zh = ziemlich häufig
z = zerstreut
zs = ziemlich selten
s = selten
Br. = Bruchstücke

	1	2	3	Bei Ehrenberg unter der Bezeichnung:
Cyclotella comta (E.) Kütz.	zh	h	m	*Discoplea comta*
Cyclotella stelligera Cl. u. Gr.	zs		z	
Cyclotella kützingiana Thw.	zs		z	
Melosira italica (E.) Kütz.	z	m		*Gallionella crenulata*
Tetracyclus lacustris Ralfs	z			*Biblarium glans* u. *Biblarium rhombus*
Fragilaria pinnata E.	m			*Fragilaria pinnata*
Fragilaria brevistriata Gr.	h			
Fragilaria construens (E.) Gr.	z		zh	
Fragilaria construens var. *venter* (E.) Gr.	h		zh	*Fragilaria venter*
Fragilaria construens var. *binodis* (E.) Gr.	z		z	
Synedra ulna (Nitzsch) E.			z	
Eunotia arcus E.		s	s	*Himantidium arcus*
Eunotia lunaris (E.) Gr.		Br		
Eunotia pectinalis (Ktz.) Rbh.	s	s		
Eunotia gracilis (E.) Rbh.	s		s	*Himantidium gracile*
Achnanthes lanceolata Bréb.	zs	m	h	
Achnanthes conspicua A. Mayer	z			
Achnanthes minutissima Kütz.			z	
Achnanthes microcephala Kütz.		z		
Cocconeis placentula E.	s	s	h	*Cocconeis lineata*
Mastogloia elliptica var. *dansei* (Thw.) Gr.			zs	
Gyrosigma acuminatum (Ktz.) Rbh.			Br	
Amphipleura pellucida Kütz.			Br	
Stauroneis smithii Gr.			s	
Diploneis ovalis (Hilse) Cl.	zs	zs	h	
Diploneis elliptica (Kütz.) Cl.	zs	zs	z	
Diploneis puella (Schum.) Cl.			z	
Caloneis silicula (E.) Cl.		s	zs	*Navicula silicula*
Navicula muralis Gr.	s			
Navicula bacillum E.	s			*Navicula bacillum*
Navicula pupula var. *rostrata* Hust.	s			
Navicula gregaria Donk.	s			
Navicula bacilliformis Gr.			zs	
Navicula gracilioides A. Mayer	s			

	1	2	3	Bei Ehrenberg unter der Bezeichnung:
Navicula oblonga Kütz.	z	z	h	
Navicula diluviana Krasske	z	h		
Pinnularia viridis (Nitzsch) E.	Br	h		*Pinnularia viridis*
Pinnularia maior (Kütz.) Cl.	Br	zh	s	
Pinnularia gentilis (Donk.) Cl.		z		
Pinnularia subsolaris (Gr.) Cl.		z		*Pinnularia decurrens*
Amphora ovalis Ktz.			z	
Amphora ovalis var. *libyca* (E.) Cl.	z	z	zh	*Amphora libyca*
Amphora ovalis var. *pediculus* Ktz.			z	
Cymbella aequalis Sm.	z	h		*Pinnularia aequalis*
Cymbella affinis Ktz.			z	Cocconema gibbum
Cymbella parva (W. Sm.) Cl.			zs	
Cymbella lanceolata (E.) V. H.			zs	*Cocconema lanceolatum*
Cymbella sinuata Greg.			s	
Cymbella brehmii Hust.			s	
Gomphonema constrictum E.			s	
Gomphonema intricatum Ktz.			zh	
Gomphonema subclavatum Gr.			s	
Gomphonema angustatum (Ktz.) Rbh.	s	z		
Gomphonema gracile E.		z		*Gomphonema gracile*
Epithemia sorex Ktz.		z	z	
Epithemia zebra (E.) Ktz.			z	*Eunotia zebra*
Epithemia zebra var. *porcellus* (Ktz.) Gr.		zs	z	
Epithemia zebra var. *saxonica* (Ktz.) Gr.		zs	z	
Epithemia argus Ktz.		zs	z	
Epithemia argus var. *longicornis* Gr.			z	
Rhopalodia gibba (E.) O. Müller			zs	*Eunotia gibba*
Rhoicosphenia curvata (Ktz.) Gr.		s	s	
Nitzschia sinuata (W. Sm.) Gr.			s	
Nitzschia sinuata var. *tabellaria* Gr.			s	
Nitzschia linearis W. Sm.			zs	
Nitzschia amphibia Gr.			s	
Surirella robusta E.			Br	
Campylodiscus noricus E.			Br	*Campylodiscus noricus*

Ehrenberg führt außer den in der Tabelle bezeichneten Arten noch folgende auf:

Die eingeklammerten Namen sind die alten Ehrenberg'schen Bezeichnungen.

Melosira distans (E.) Kütz. (= *Gallionella distans*).

Tetracyclus emarginatus (E.) W. Sm. (= *Biblarium emarginatum*). Nordische Art, die sich mit *T. lacustris* vielfach in tertiären Lagern findet, aber heute nicht mehr in Deutschland lebt.

Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Kütz. oder *T. flocculosa* (Roth.) Ktz. (= *T. trinodis*). Welche der beiden Arten Ehrenberg meinte, ist nicht mehr feststellbar.

Synedra capitata E.
Fragilaria capucina Desm. (= *Fr. rhabdosoma*). Fraglich! Wahrscheinlich *F. brevistriata.*
Fragilaria constricta E. Ehrenberg bezeichnete mehrere verschiedene Arten damit, z. B. *Fr. virescens* Ralfs. Ob er letztere oder jene (*F. constricta,* eine nordische Art!) meinte, ist nicht feststellbar. Beides unwahrscheinlich!
Eunotia diodon E.
Eunotia faba E. (?) } Beide bevorzugen Gebirge.
Eunotia triodon E. Nordisch-alpin.
Eunotia robusta var. *diadema* (E.) Ralfs (= *Eu. diadema*). Nordisch-alpin.
Eunotia monodon E. Nordisch.
Eunotia pectinalis var. *ventralis* (E.) Grun. (= *Eu. ventralis*).
Cocconeis scutellum E. Salzwasserform, deren Anwesenheit ich sehr bezweifle.
Stauroneis phoenicenteron E.
Pinnularia nobilis E. Wahrscheinlich ist *P. gentilis* gemeint.
Pinnularia legumen E.
Pinnularia macilenta E.
Navicula dicephala (E.) W. Sm. (= *Pinnularia dicephala*).
Navicula digitoradiata Greg. (= *Pinnularia viridula*). Salzwasserform; nach Ehrenberg eine der Hauptformen. Sie kommt aber sicher nicht im Lager am Hochsimmer vor. Wahrscheinlich mit anderen Formen (*Achnanthes lanceolata* ?) verwechselt.
Gomphonema subtile E. (?). Zweifelhaft!
Gomphonema acuminatum E. mit var. *coronata* (E.) W. Sm.
Cymbella cistula Hempr. (= *Cocconema cistula*).
Cymbella gracilis Rbh. (?). (= *Cocconema gracile*).
Cymbella ehrenbergii Ktz. (?). (= *Pinnularia inaequalis*). Fraglich!
Cymbella amphioxys Ktz. (?). (= *Pinnularia amphioxys*). Stimmt sicher nicht!
Rhopalodia gibberula (E.) O. Müller (= *Eunotia gibba*).
Epithemia turgida (E.) Gr. (= *Eunotia granulata*). Fraglich!
Hantzschia amphioxys Gr. (= *Eunotia amphioxys*).
Surirella biseriata Bréb. var. *bifrons* (E.) Hust. (= *S. bifrons*).
Cymatopleura solea (Bréb.) W. Sm. (= *Surirella librile*).

Weitere Formen (z. B. *Cocconeis finnica, Eunotia textricula)* sind undefinierbar; andere gehören nicht zu den Diatomeen (*Trachelomonas-, Difflugia-*Arten).

Ehrenberg untersuchte auch den Bestand an Diatomeen in den Gewässern der Umgebung des Hochsimmer und zog Vergleiche mit der Diatomeenflora der Kieselgure des Hochsimmer. Die daraus gezogenen Schlüsse sind wegen der damaligen ungenügenden Kenntnis der Diatomeen und ihrer Verbreitung heute völlig wertlos. Alle Arten der von mir untersuchten Kieselgurproben vom Hochsimmer (mit Ausnahme von *Tetracyclus*) leben heute noch in den deutschen Gewässern, sicher auch in denen der Umgebung des Hochsimmer. Unter den von Ehrenberg aufgezählten Arten finden sich allerdings einige nordische bzw. alpine, die heute in Norddeutschland fehlen: *Tetracyclus*-Arten, *Fragilaria constricta* (?), *Eunotia triodon, Eunotia robusta* var. *diadema, Eunotia monodon.* Aus dem Vorkommen dieser Arten kann man auf

ein kälteres Klima schließen, während die ebenfalls von Ehrenberg aufgeführten Salzwasserformen *Campylodicus clypeus* und *Cocconeis scutellum* keinen Schluß auf einen Salzgehalt des Gewässers erlauben, da Ehrenberg sicher andere Formen sah, als wir heute mit diesen Namen bezeichnen. Die unvollkommenen technischen Mittel der damaligen Zeit tragen die Schuld, daß die alten Bezeichnungen oft recht vieldeutig sind. Ähnlich aussehende Arten, oft ganz verschiedener Gattungen, wurden als eine Art bezeichnet, so daß heute nicht mehr zu entscheiden ist, welche Form damals vorlag. Andere Arten sind überhaupt undefinierbar, so daß eine Neubearbeitung der klassischen Kieselgurlager eine dringende Notwendigkeit ist.

Schriften

von Dechen, H.: Geognostischer Führer zu dem Laacher See und seiner vulkanischen Umgebung. — S. 154 ff. Bonn 1864.

Ehrenberg, Chr. G.: Weitere Untersuchungen des mikroskopischen organischen Verhältnisses am Hochsimmer. — Mber. berl. Akad. Wiss., S. 158 ff. Berlin 1846.

Hustedt, Fr.: *Bacillariophyta* (Diatomeae) in „Die Süßwasserflora Mitteleuropas". — Jena 1930.

— : Die Kieselalgen. — Rabenhorst's Kryptogamenflora von Deutschland, Österreich und der Schweiz. Leipzig 1931 bis jetzt.

Urschrift eingereicht am 18. Januar 1938
Druckauftrag erteilt am 7. März 1938

Die Chlorcalcium-Quelle von Stecklenberg am Harz

Von H. Haller und A. Mestwerdt, Berlin

Mit zwei Abbildungen

Mit dem Salz des Zechsteins am nördlichen Harzrand stehen zahlreiche Solquellen in Verbindung, von denen die einen in den steil aufgerichteten mesozoischen Schichten des Vorlandes, eine größere Anzahl aber im palaeozoischen Kern des Gebirges belegen sind. Aus der Ablaugung des Salzkörpers ergibt sich an vielen Stellen eine Sole mit überwiegendem Kochsalzgehalt, während in dem Trümmergebirge über dem Salzspiegel Gipswasser steht, das an einigen Stellen für besondere Zwecke erbohrt worden ist. In dem Abschnitt des Harzrandes von Wernigerode bis über Ballenstedt hinaus tritt eine bemerkenswerte Abart von Solwässern auf, in denen neben Ionen des Natriums Calciumionen in einer die Eigenart des Wassers bestimmenden Menge vorkommen.[1]) Diese erdmuriatischen Wässer oder Chlorcalcium-Quellen treten im Paläozoikum zutage. Unter ihnen ist vor allem der Beringer-Brunnen als das seit Jahrhunderten geschätzte „gute Wasser" des Bades Suderode zu nennen, sodann der Hubertus-Brunnen in Thale. Zwischen beiden Orten liegt Stecklenberg mit einer Chlorcalcium-Quelle, deren chemischer Befund hier mit kurzen geologischen Bemerkungen über ihr Vorkommen mitgeteilt werden soll.

Geologische Verhältnisse

Die Stecklenberger Quelle entspringt am Schieferhang südöstlich vom Orte oben in einem Tälchen, das mit andern zu einem in den Wurmbach, einen Zulauf der Bode, einmündenden Gerinne gehört. Am Quellort stehen Wissenbacher Schiefer an, die hier in einem quer zum Harzrand gelegten Schnitt (Abb. 1) die ältesten Schichten bilden. Weiter südöstlich treten unter ihnen Koblenzschichten hervor, und beide, das Unter- und das Mitteldevon werden nach Süden vom Ramberg-Granit begrenzt. Nach Norden bricht das alte Gebirge mit Culmschiefern und Grauwacken zur Harzrandspalte ab, von der die Quelle 600 Meter entfernt ist. Davor lagert Zechstein, der bei Stecklenberg gut zu sehen ist.

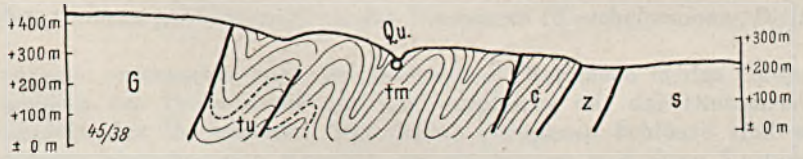


Abb. 1. Schnitt durch die Stecklenberger $CaCl_2$-Quelle quer zum Harzrand

G = Ramberg-Granit tu = Koblenzschichten tm = Wissenbacher Schiefer
c = Culm z = Zechstein s = Buntsandstein

1) Harrassowitz: Heilquellen und Heilschlamme des Harzes. — Der Harz als Kurgebiet, herausgeg. von Dr. med. Kurt Schröder. Braunschweig 1936.

Was nun die Wasserführung der hier beteiligten Schichten betrifft, so sind die Wissenbacher Schiefer und die Culmschiefer als wasserarm bekannt. Die Einlagerungen harter Bänke von Quarzit, Kalk oder Grauwacke sind räumlich zu wenig ausgedehnt, um größere Wassermengen sammeln zu können. Sind aber diese einzelnen kleinen Sammler durch Klüfte miteinander verbunden, so kann es unter entsprechenden hydrostatischen Voraussetzungen zur Quellbildung kommen. Durch kartenmäßige Festlegung jener Einlagerungen harter Bänke, wie auch der von kleinen Diabasgängen sind in dem geologischen Blatt Quedlinburg[2]) zahlreiche Verwerfungen dargestellt worden, die eine weitgehende Zerklüftung des Gebirges gewährleisten. In dem hier beigegebenen Ausschnitt aus Blatt Quedlinburg sind der besseren Übersicht halber nur einige der nachgewiesenen Störungen wiedergegeben. Der Spaltenbildung verdankt auch die Stecklenberger Quelle ihre Entstehung, und zwar muß es sich um ein Spaltenbündel handeln, da die Quelle aus mehreren Gerinnen mit kleinen Unterschieden im Mineralgehalt besteht. Es sei hier besonders darauf hingewiesen, daß die Quelle nicht, wie man es zumeist bei Mineralwässern gewohnt ist, unten in der Talsohle, sondern etwa 70 bis 80 Meter höher am Berghang entspringt.

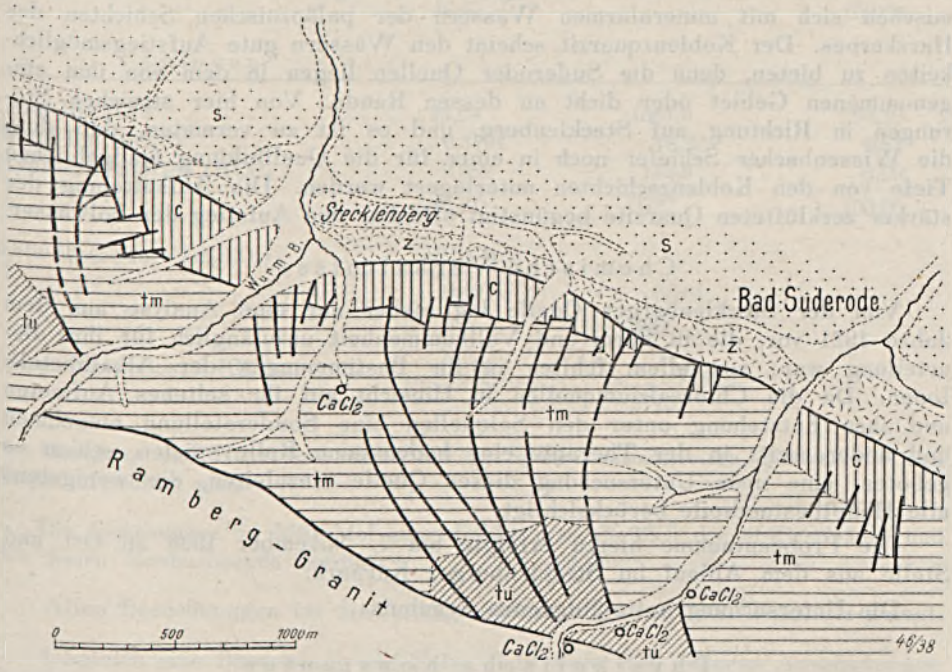


Abb. 2. Vereinfachter Ausschnitt aus dem geologischen Blatt Quedlinburg

tu = Koblenzschichten tm = Wissenbacher Schiefer c = Culm
z = Zechstein s = Buntsandstein

2) Lieferung 240 der geol. Karte von Preußen. Berlin 1927.

Die Störungen südöstlich von Stecklenberg zeigen einen bogenförmigen Verlauf. Unter einem spitzen Winkel lösen sie sich von dem herzynischen Nordrand des Ramberg-Granites ab und biegen nordwärts um, so daß sie schließlich senkrecht auf den Zechstein stoßen. Ihr Verlauf im Culm ist freilich bei dem Mangel kennzeichnender Gesteine nicht dargestellt. Sie ermöglichen den Zechsteinlaugen den Zutritt in das alte Gebirge. Daß außer diesen Störungen noch andere Kluftrichtungen vorhanden sind, erkennt man an den gleichgerichteten Tälern, und in den Erläuterungen zu Blatt Quedlinburg wird S. 21 darauf hingewiesen, daß mit dem Kalten Tal bei Suderode die Quellspalte der dortigen Mineralwässer zusammenfällt.

Von dem Zechstein sind bei Stecklenberg der ältere Gips, ein größtenteils zu einer Brekzie umgewandelter Mergel, Kalk („Dolomit") des Mittleren Zechsteins und obere bunte Tone zu sehen. In dem Trümmergebirge mit seinen zahlreichen kleineren und größeren Hohlräumen steht Gipswasser, das in den Nachbarorten Suderode und Gernrode in Bohrbrunnen zutage gefördert wird. Über die Entwicklung des Zechsteins unseres Gebietes in größeren Tiefen wissen wir nichts. Die Salzlaugen breiten sich im Nachbargestein aus, durchwandern in den Culm- und Wissenbacher Schiefern ein stark verzweigtes Netz enger und weiter Klüfte und mischen sich mit mineralarmen Wässern der paläozoischen Schichten des Harzkernes. Der Koblenzquarzit scheint den Wässern gute Aufstiegsmöglichkeiten zu bieten, denn die Suderoder Quellen liegen in dem von ihm eingenommenen Gebiet oder dicht an dessen Rande. Von hier streichen Störungen in Richtung auf Stecklenberg, und es ist zu vermuten, daß dort die Wissenbacher Schiefer noch in einer für die Quellbildung maßgeblichen Tiefe von den Koblenzschichten unterlagert werden. Die Aufsattelung der stärker zerklüfteten Quarzite begünstigt offenbar den Aufstieg der Solwässer.

Chemische Verhältnisse

Von der Stecklenberger Quelle lag bisher nur eine Analyse aus dem Jahre 1921 vor, die in Form und Vollkommenheit unzulänglich für ihre Beurteilung war; vor allem fehlten in ihr Bestimmungen der Alkalimetall-Ionen. Da die Chlorcalziumquellen in Hinsicht auf ihr seltenes Auftreten und ihre Entstehung unter den Solquellen eine Sonderstellung einnehmen und andererseits in der Therapie eine bedeutsame Rolle spielen, schien es geboten, eine neue Untersuchung dieser Quelle einzuleiten, die wenigstens alle Hauptbestandteile berücksichtigt.

Die Probeentnahme hierzu erfolgte am 7. November 1936 an Ort und Stelle aus dem Ablauf im Stecklenberger Kurpark.

Die Untersuchung hatte folgendes Ergebnis:

Physikalische Konstanten

Temperatur der Quelle:

8,5° C., gemessen am Ablauf im Kurpark. Die Außentemperatur betrug zur Zeit der Messung 10,6° C. Die einzelnen Quelladern zeigten beim Zutagetreten die gleiche Temperatur

Spezifisches Gewicht:

1,00114 bei 15° C, bezogen auf Wasser von 4° C

Wasserstoffionenkonzentration: pH = 7,00 (Messung erfolgte 5 Min. nach Entnahme der Probe,

Schüttung: Die Schüttung der Quelle betrug zur Zeit der Entnahme, gemessen am Ablauf im Kurpark, $5^1/_2$ Liter pro Minute.

Chemische Untersuchung

In 1 kg des Mineralwassers sind enthalten:

Kationen	Milli-Val	Milligramm	Milli-Val-%
Kalium-Ion (K^+)	0,2825	11,05	0,60
Natrium-Ion (Na^+)	22,96	528,08	49,05
Calcium Ion (Ca^{++})	22,29	446,7	47,62
Magnesium-Ion (Mg^{++})	1,270	15,44	2,71
Ferro-Ion (Fe^{++})	0,0066	0,185	0,02
	46,81		100,00
Anionen			
Chlor-Ion (Cl')	44,05	1561,9	94,10
Sulfat-Ion (SO_4'')	0,3794	18,22	0,81
Hydrocarbonat-Ion (HCO_3')	2.382	145,3	5,09
	46,81	2727,	100,00
	Milli-Mol		
meta-Kieselsäure (H_2SiO_3)	0,4971	38,81	
		2766,	
freies Kohlendioxyd (CO_2)	0,216	9,504	
		2775,	

Mangano- und Nitrat-Ion waren nur in Spuren nachzuweisen, Ammonium- und Nitrit-Ion fehlten ganz.

Die Ionensumme, in Milli-Mol ausgedrückt, einschließlich der m-Kieselsäure und des freien Kohlendioxyds beträgt: 82,36

Allen Berechnungen ist die Atomgewichtstabelle von 1937 zugrunde gelegt.

Obgleich eine Berechnung auf Salze nicht mehr den neueren Anschauungen der Chemie entspricht, soll diese doch folgen, um gelegentlich zu Vergleichszwecken dienen zu können. Die Berechnung erfolgte nach den in der Einleitung zum deutschen Bäderbuch 1907 aufgestellten Richtlinien und den von L. GRÜNHUT angegebenen Ergänzungen.[3])

3) L. GRÜNHUT, in KÖNIG's Handbuch „Chemie der menschlichen Nährungs- und Genußmittel", 4. Aufl., 3, 3, S. 712.

Salztabelle

Das Mineralwasser entspricht in seiner Zusammensetzung ungefähr einer Lösung, welche in 1 kg enthält:

	Milligramm	
Kaliumchlorid (KCl)	21,06	
Natriumchlorid (NaCl)	1342,3	
Calciumchlorid ($CaCl_2$)	1154,5	
Calciumsulfat ($CaSO_4$)	25,83	
Calciumhydrocarbonat ($Ca[HCO_3]_2$)	89,57	
Magnesiumhydrocarbonat ($Mg[HCO_3]_2$)	92,92	
Ferrohydrocarbonat ($Fe[HCO_3]_2$)	0,5869	
meta-Kieselsäure (H_2SiO_3)	38,81	
	2766,	4,96 ccm
Freies gelöstes Kohlendioxyd (CO_2)	9,504 =	bei 8,5° u 760 mm
	2775,	

Das Mineralwasser tritt klar zutage und zeigt auch nach längerem Stehen keinen Absatz. Es ist vollkommen geruchlos und hat infolge seiner verhältnismäßig geringen Konzentration einen angenehmen Geschmack. Es kann infolgedessen unverdünnt getrunken werden.

Die Quelle ist gekennzeichnet durch hohen Gehalt an Chlor-, Natrium- und Calcium-Ionen, gegenüber denen alle anderen Ionenarten fast ganz zurücktreten. In Milli-Val ausgedrückt verteilt sich der Chlorgehalt fast zu gleichen Teilen auf Natrium- und Calcium-Ion. Nach der in dem deutschen Bäderbuch gegebenen Einteilung ist die Quelle infolgedessen als erdmuriatische Kochsalzquelle zu bezeichnen, oder besser, da ja der Begriff „erdmuriatisch" Magnesium-Ion mit einschließt, als Chlorcalcium-Kochsalz-Quelle. Bemerkenswert ist ferner der hohe Gehalt an m-Kieselsäure.

Der Name „Radiumquelle" ist durchaus ungerechtfertigt, da Radiumemanation nur in sehr geringer Menge in der Quelle enthalten ist. Eine Messung, die im Jahre 1933 auf Veranlassung der Gesellschaft zur Förderung der Bioklimatologie und Balneologie im Harzgebiet durch Jusatz, Marburg, vorgenommen wurde, ergab nach Auskunft der Kurverwaltung nur 1,96 M. E.

Das Verhältnis von Natrium-Ion zu Calcium-Ion ist dem der Quelle zu Thale ähnlich. Ein Vergleich mit den anderen Quellen gleichen Charakters zeigt, daß nur die Wittekind-Quelle zu Oeynhausen ein höheres Verhältnis zugunsten des Calciums aufweist.

Das im Kurpark auslaufende Wasser ist ein Mischwasser aus zwei Quellaustritten, die sich weiter oberhalb auf der Emthöhe nur wenige Meter voneinander entfernt befinden. Das Wasser der Hauptader wird in einer Tonrohrleitung von 85 m Länge direkt nach unten geleitet, durch ein Zweigrohr fließt das Wasser der links davon liegenden Nebenader zu.

Um festzustellen, ob diese beiden Quelladern verschiedene Salzkonzentration aufweisen, wurden an Ort und Stelle Bestimmungen des Chlorgehalts (titrimetrisch) und der Alkalität durchgeführt.

Ergebnis	Mischwasser	Hauptader	Nebenader
Chlor-Ion	1539 mg/L	1362 mg/L	2035 mg/L
Hydrocarbonat-Ion (aus der Alkalität berechnet)	143,4 mg/L	142,8 mg/L	146,4 mg/L

Die beiden Quelladern weisen danach Unterschiede in ihrer Konzentration auf. Ein Vergleich mit dem Mischwasser ergibt rechnerisch, daß dieses zu $^3/_4$ von der Hauptader, zu $^1/_4$ von der Nebenader gespeist wird.

Rechts von der Hauptader befindet sich ein dritter Quellaustritt, dessen Wasser zur Zeit ungenützt versickert. Hier findet sich gern das Wild ein, um diese Stelle als Salzlecke zu benutzen. Die Quellspalte war am Entnahmetage durch einen flachen Schurf freigelegt worden. Die Probeentnahme gestaltete sich schwierig, da nur wenig Wasser aus der Spalte austrat, das rasch wieder versickerte. Immerhin konnte mit Hilfe eines durch einen Gummischlauch verlängerten Hebers soviel Wasser entnommen werden, daß eine Charakterisierung desselben mittels einer kurzen Analyse möglich war.

Die Quelle enthielt pro Liter:

Kationen		Anionen	
Kalium-Ion (K^+)	21,20 mg	Chlor-Ion (Cl')	2079, mg
Natrium-Ion (Na^+)	752,6 mg	Sulfat-Ion (SO_4'')	17,74 mg
Calcium-Ion (Ca^{++})	530,8 mg	Hydrocarbonat-Ion (HCO_3')	101,9 mg
Magnesium-Ion (Mg^{++})	11,17 mg		3514, mg

Die beiden Nebenadern haben nahezu gleichen Chlorgehalt, also gleiche Konzentration. Das Verhältnis der den Chlor-Ionen äquivalenten Calcium- und Natrium-Ionen ist annähernd dasselbe wie in dem im Kurpark austretenden Mischwasser. Man kann deshalb sagen, daß die einzelnen Quelladern wohl Konzentrationsunterschiede zeigen, in den die Quelle charakterisierenden Bestandteilen aber nahezu gleich zusammengesetzt sind.

Über die Entstehung der Stecklenberger- und damit der Chlorcalcium-Kochsalz-Quellen überhaupt ist Sicheres noch nicht bekannt. Fest steht wohl, daß sie nicht durch einfache Auslaugung eines Salzkörpers zu erklären sind. Das einzige bekannte Mineral, das Calcium in Form des Chlorides enthält, der Tachhydrit ($2\,Mg\,Cl_2 \cdot Ca\,Cl_2 \cdot 12\,H_2O$), ist nicht sehr häufig, außerdem stets von Karnallit begleitet. Bei einem einfachen Lösungsprozeß wären also auch größere Mengen Magnesium-Ionen in dem entstehenden Mineralwasser zu erwarten, jedoch ist gerade das Gegenteil der Fall, Magnesium-Ion tritt auffallend zurück. Es ist also anzunehmen, daß Umsetzungen von Salzlaugen mit anderen Kalksalzen stattgefunden haben. Als solche kommen Gips (Anhydrit) oder Calciumkarbonat in Frage. Die Umsetzungen der verschiedensten Chloridlösungen mit Gips hat Fr. Krüll[4]) in eingehenden Versuchen studiert. Er kam zu dem Ergebnis, daß nur Kaliumchlorid mit Gips unter Bildung von Calciumchlorid und schwer löslichem Syngenit ($Ca\,SO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot H_2O$) reagiert; die Umsetzung wird durch Beimengungen anderer Chloride zurückgedrängt. Natrium- und Magnesiumchlorid reagieren nicht mit Gips.

Nach diesen Versuchen müßte die Entstehung der Chlorcalciumquellen von reinen Sylvinlaugen ihren Ausgang nehmen, eine Entstehungsweise, die sich nicht ohne weiteres begründen läßt. Über Umsetzungen von Salzlaugen mit Calciumkarbonat liegen erschöpfende Untersuchungen noch nicht vor. Für die Annahme einer solchen Umsetzung ist bemerkenswert, was schon G. Rose[5]) festgestellt hat, daß nämlich erdiger fester Kalkstein, der sich in der Mergelbrekzie findet, kein Dolomit ist, wohl aber spätige Gänge mit einer Beimengung von 11% kohlensaurer Talkerde.

Die verschiedenen Konzentrationen der einzelnen Quellaustritte werden durch mehr oder minder starkes Zutreten der Wässer aus paläozoischen Schichten verursacht. Aus letzteren dürfte auch der höhere Kieselsäuregehalt der Steckenberger Quelle stammen.

Urschrift eingegangen am 17. Januar 1938
Druckauftrag erteilt am 7. März 1938

4) Fr. Krüll: Über die Bildung von Calciumchlorid in den Laugen der Salzlagerstätten. — Kali, 27, S. 67 u. 84. 1933.

5) G. Rose: Über die Specksteinknollen in dem Gyps von Stecklenberg usw. — Z. deutsch. geol. Ges., S. 136—139. Berlin 1850.

Zur Petrogenese des süddeutschen Wellenkalks

Von Klara Strauss, Homburg (Saar)

Hierzu 37 Abbildungen

Inhalt

Seite

Einleitung 486

I. Primärerscheinungen 487
Rippelmarken 487
A. Großrippeln 487
1. Vorkommen 488
2. Morphologische und strukturelle Ausbildung 488
3. Streichrichtung 489
4. Entstehung der Großrippeln 490
5. Wassertiefe 490
6. Verlauf der Küste 490
B. Rinnen 491
1. Definition 491
2. Bisherige Ansichten 491
3. Vorkommen 492
4. Morphologische Ausbildung der Rinnen 492
5. Stoff der Rinnenausfüllung 493
6. Lagerung der ausfüllenden Schichten der Rinnen 494
7. Entstehung 495
C. Rillen 498
1. Definition 498
2. Vorkommen 498
3. Ausbildung 499
4. Stoff der Rillenausfüllung 500
5. Lage der Rillen im Schichtverband 501
6. Verlauf der Rillen 502
7. Entstehung 504
D. Konglomeratische Bildungen 505
1. Blockgerölle 506
2. Konglomeratischer Wellenkalk 508
3. Konglomeratbänke 509

II. Diagenetische Erscheinungen 509
A. Lösungsrippeln 509
1. Definition 509
2. Bisherige Ansichten 510
3. Vorkommen 511
a) regionale Verbreitung 511
b) im Profil 512
4. Beschreibung der Feintextur 512

Seite

5. Abhängigkeit vom Stoff 513
6. Abhängigkeit von der Mächtigkeit 515
7. Entstehung 515
a) Zeit der Entstehung 515
b) Streichrichtung 517
c) Beobachtungen, die sich beim Einmessen der Streichrichtungen ergaben 519
d) Beziehung zum Rahmen des Sedimentationsraumes 521
e) Deutung 523

B. Schräg- und Sigmoidalklüftung 527
1. Definition 527
2. Bisherige Ansichten 527
3. Vorkommen 528
a) im Profil 528
b) regionale Verbreitung 528
4. Verschiedene Ausbildung der Klüfte 528
a) Schrägklüftung 528
b) Sigmoidalklüftung 529
5. Weitere strukturelle Einzelheiten 529
6. Abhängigkeit vom Stoff 531
7. Alter der Schräg- und Sigmoidalklüftung 531
8. Streichrichtung 532
9. Beziehung und Unterschiede zwischen Schräg- und Sigmoidalklüftung und Lösungsrippeln 535
10. Deutung 536
11. Sigmoidale Verbiegung 537

Zusammenfassung 539

Benutzte geologische Karten 542

Schriften 543

Einleitung

Der scheinbar so eintönige und früher eigentlich nur stratigraphisch und faunistisch genauer untersuchte Wellenkalk ist in den letzten Jahren Gegenstand mehrerer sedimentpetrographischer Untersuchungen gewesen, die zu interessanten Ergebnissen über die Bildungsumstände dieser eigenartigen und in mancher Hinsicht einzigartigen Flachmeergesteine geführt haben. Die Diskussion über diese bisher nur wenig beachteten lithologischen Erscheinungsformen[1]) ist besonders durch die Arbeit von Ph. Schmitt (1935) angeregt worden, die viele und wertvolle Schlüsse über die Entstehungsweise des Wellenkalks ermöglichte. Ziel der folgenden Arbeit war es, diese Erscheinungsformen über ein möglichst ausgedehntes Gebiet hin zu verfolgen und dadurch einer Erklärung näher zu bringen. Es hat sich nämlich herausgestellt, daß manche der dort aufgeworfenen Probleme ihre Ursache in geologischen Kräften finden, die sich regional über große Gebiete ausgewirkt haben und deshalb in einem räumlich engbegrenzten Gebiet nicht gelöst werden können. Mein Arbeitsgebiet umfaßte deshalb den ganzen süddeutschen

1) auf die bereits O. M. Reis, B. v. Freyberg und P. Vollrath hingewiesen haben.

Wellenkalk einschließlich dem pfälzisch-saarländischen Wellengebirge und einen Teil des mitteldeutschen Wellenkalks (das Gebiet von Mellrichstadt über Meiningen und am Westrand des Thüringer Waldes entlang über Hildburghausen—Eisfeld—Kronach nach Bayreuth). Nicht neu untersucht wurde das von Ph. Schmitt bereits bearbeitete Gebiet von Homburg a. d. Wern bis an die Tauber.

Im Vordergrund der Betrachtungen stand dabei die Untersuchung der lithologischen Eigentümlichkeiten des Wellenkalks. Fauna und Fazies wurden nur soweit berücksichtigt, wie sie zur Beurteilung dieser Erscheinungsformen nötig waren.

I. Primärerscheinungen

Rippelmarken

Im Wellenkalk findet man große und kleine Rippeln. Die Großrippeln haben stets symmetrischen Querschnitt. Die Kleinrippeln können sowohl symmetrischen wie asymmetrischen Querschnitt haben. Kleinrippeln konnte ich nur auf Lesestücken finden. Im Mosbacher Becken fand ich sie auch im Anstehenden. Jedoch liegen zu wenig Beobachtungen vor, um sie regional statistisch auszuwerten.

A. Großrippeln

Großrippeln treten auf den Schichtflächen als langgestreckte, leicht geschlängelte, zuweilen sich gabelnde, flache Rücken mit dazwischenliegenden seichten Mulden auf (Abb. 1).



Abb. 1.
Großrippeln auf der 2. Schaumkalkbank (σ). Aufschluß bei Strahlungen (Blatt Neustadt a. d. Saale). Hammerstiel 40 cm. Dr. Trusheim phot.

1. Vorkommen

Die von mir beobachteten Großrippeln sind, ausgenommen von zwei Fällen, wo sie auf der Terebratelbank auftreten, an die Schaumkalkbänke gebunden. Besonders die Oberfläche der 2. Schaumkalkbank zeigt ausgezeichnete Großrippeln. E. Wagner (1921, S. 393) beschreibt sehr schöne Großrippeln auf der Oolithbank α und den Terebratelbänken von Jena. B. v. Freyberg (1934, S. 555) beobachtete sie im unteren Wellenkalk von Thüringen und zwar auf Bruchschillbänken. P. Vollrath (1924, S. 270) berichtet von „breiteren Wellenfurchen" aus dem Mosbacher Becken, die er z. T. auf kristallinen Bänken, in der Hauptsache auf den Schaumkalkbänken, dann aber auch auf den zwischengelagerten Plattenkalken beobachtet. Ph. Schmitt (1935, S. 333) erwähnt sie aus der mittleren und oberen Abteilung des Wellenkalks, einschließlich den Orbicularisschichten.

2. Morphologische und strukturelle Ausbildung

a) Größenausmaße

Die Größe der Rippeln ist verschieden. Die Wellenlänge (Abstand von Wellenberg zu Wellenberg) beträgt 0,30—1,20 m; die Wellenhöhe (senkrechter Abstand von Wellenberg zu Wellental) schwankt zwischen 0,02 bis 0,20 m. Die Wellenhöhe der Rippeln bleibt auf einer Schichtfläche nicht dieselbe; die Rippeln werden manchmal niedriger; auch die Wellenlänge wechselt, d. h. die Rippeln rücken zusammen, um dann wieder auseinander zu weichen und sich sogar zu gabeln. Der Querschnitt der Rippeln ist vollkommen symmetrisch.

b) Stoff

Auffallend ist, daß die Großrippeln fast nur auf kristallinen Bänken vorkommen. Das Gebundensein an dieses grobkörnige Material, wie es in diesen Bänken vorliegt, ist verständlich. Auch in anderen Formationen, in denen Großrippeln vorkommen, sind diese an grobkörniges Material gebunden. So bemerkt A. Seifert (1934, S. 124) von den Großrippeln des Elbsandsteingebirges, „daß die Rippeln in gröberem Sediment als der hangende und liegende Sandstein ausgebildet sind".

In den weichen, mergelig-tonigen Schichten bleiben die Rippeln, wenn sie sich überhaupt bilden, nur schlecht erhalten, denn das Material ist zu wenig standfest, und die Formen zerfließen sehr leicht.

c) Besonderheiten

Bemerkenswert erscheint die Beobachtung, daß alle Großrippeln von einer dünnen Blaukalklage überdeckt sind, die von dem Schaum- bzw. Schillkalk nicht ablösbar, sondern fest mit der Unterlage verwachsen ist. Der Blaukalkbelag überdeckt in gleichbleibender Mächtigkeit Wellenberge und -täler. Die Bildung dieses Blaukalküberzuges vollzog sich vielleicht derart, daß nach der Bildung der Großrippeln die Strömung nachließ, so daß sich nunmehr auch die fein suspendierten Teilchen absetzen konnten.

Die Überdeckung der Großrippeln mit einem sehr feinkörnigen Sediment wurde auch in anderen Formationen beobachtet. A. Seifert (1933/1934, S. 124)

schreibt: „Besonders ist darauf hinzuweisen, daß die bisher beschriebenen Wellenfurchen, wie man in Steinbrüchen beobachten kann, von einer dünnen Lage von Ton überdeckt werden."

3. Streichrichtung

Abb. 2 gibt die Streichrichtung der beobachteten Großrippeln wieder. Zur Ergänzung wurden im Mosbacher Becken die von P. Vollrath (1924, S. 271) gemessenen Werte der „breiteren Wellenfurchen" herangezogen. Der Verlauf der Rippeln läßt keine ausgesprochene Konstanz einer

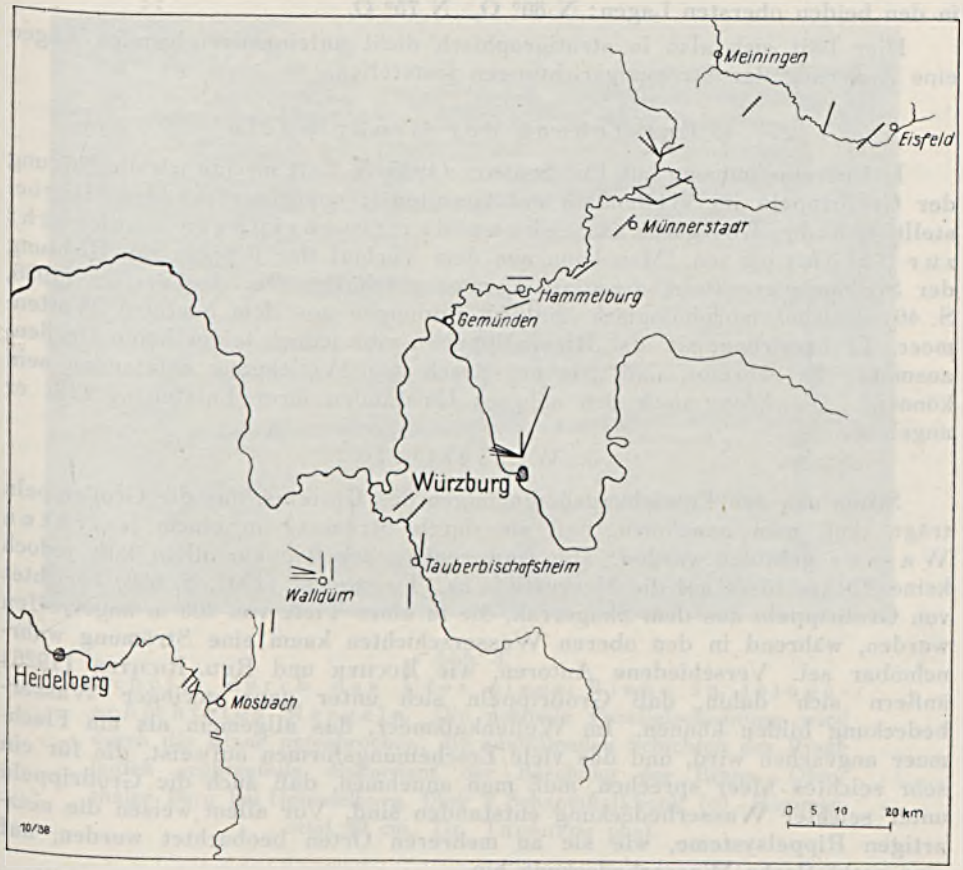


Abb. 2.
Streichrichtung der Großrippeln. Korrigierte Werte.

bestimmten Richtung erkennen. Immerhin lassen sich gewisse Gesetzmäßigkeiten feststellen. Im Gebiet von Meiningen bis Hammelburg ist die Richtung N 50°—70° O vorherrschend, die dann in dem Würzburger Gebiet (diese Messungen sind der Arbeit von Ph. Schmitt [1935, S. 336] entnommen und aus den dort angegebenen Strömungsrichtungen rekonstruiert) von der Richtung

N 20° O abgelöst wird; im Mosbacher Becken tritt die N—S-Richtung stärker hervor. In den Hauptrichtungen kommt das Vorherrschen gewisser Strömungen wenigstens in Teilgebieten zum Ausdruck. Örtlich zeigen sich aber große Unregelmäßigkeiten.

Die Schaumkalkbänke teilen sich des öfteren in mehrere Lagen auf, deren Oberfläche jeweils mit Großrippeln bedeckt ist. So konnte ich in einem Aufschluß bei Strahlungen (Blatt Neustadt a. d. Saale) drei Großrippelsysteme in verschiedenen Horizonten der 2. Schaumkalkbank beobachten. Die Längsachsen der Großrippeln weisen verschiedene Richtungen auf. Das Streichen der Achsen der Großrippeln verläuft in der untersten Lage N 60° W, in den beiden obersten Lagen: N 80° O, N 75° O.

Hier läßt sich also in stratigraphisch dicht aufeinanderfolgenden Lagen eine Änderung der Strömungsrichtungen feststellen.

4. Entstehung der Großrippeln

In Übereinstimmung mit Ph. Schmitt (1935, S. 333) möchte ich die Bildung der Großrippeln im Wellenkalk auf Gezeitenströmung zurückführen. Hierbei stellt sich die Längserstreckung der Großrippeln senkrecht zur Strömung ein. Man kann aus dem Verlauf der Rippeln die Richtung der Strömung ermitteln, die diese Formen geschaffen hat. E. Dittmer (1936, S. 46) erwähnt morphologisch ähnliche Bildungen aus dem heutigen Wattenmeer. Er bezeichnet sie als „Riesenrippeln", gibt jedoch leider keine Größenausmaße. Er schreibt, daß „sie nur durch den Wellengang entstanden sein können". Die Frage nach den näheren Umständen ihrer Entstehung läßt er ungelöst.

5. Wassertiefe

Schon aus den Entstehungsbedingungen des Gesteins, das die Großrippeln trägt, muß man annehmen, daß sie durch Strömung in einem seichten Wasser gebildet wurden. Die Anwesenheit der Rippeln allein läßt jedoch keine Rückschlüsse auf die Meerestiefe zu. Twenhofel (1932, S. 660) berichtet von Großrippeln aus dem Skagerrak, die in einer Tiefe von 200 m angetroffen wurden, während in den oberen Wasserschichten kaum eine Strömung wahrnehmbar sei. Verschiedene Autoren, wie Bucher und Rud. Richter (1926) äußern sich dahin, daß Großrippeln sich unter ganz geringer Wasserbedeckung bilden können. Im Wellenkalkmeer, das allgemein als ein Flachmeer angesehen wird, und das viele Erscheinungsformen aufweist, die für ein sehr seichtes Meer sprechen, muß man annehmen, daß auch die Großrippeln unter seichter Wasserbedeckung entstanden sind. Vor allem weisen die netzartigen Rippelsysteme, wie sie an mehreren Orten beobachtet wurden, auf eine recht flache Wasserbedeckung hin.

6. Verlauf der Küste

Aus dem Streichen der Rippeln genaue Angaben über den Verlauf der Küste zu machen, wie es A. Seifert (1934) für den Turon-Sandstein der Sächsischen Schweiz nicht ohne Widerspruch versucht hat, scheitert an der grundlegenden Feststellung, die Rud. Richter (1926) aussprach, daß nämlich die Gezeitenströmung sowohl senkrecht wie parallel zur Küste gerichtet sein kann.

B. Rinnen

1. Definition

Eine weitverbreitete Erscheinung des Wellenkalks sind die Rinnen. Sie sind durch das Wasser geschaffene Erosionsformen, die nachträglich wieder von Sediment angefüllt wurden (Abb. 3). Durch diese Erosionsformen wird die horizontale Parallelstruktur gestört, und es kommt innerhalb eines Schichtstoßes zu Diskordanzen.

In jedem größeren Aufschluß des ganzen süddeutschen Beckens kann man Rinnen beobachten. Ob es sich um ein Gebiet im Beckeninnern oder um

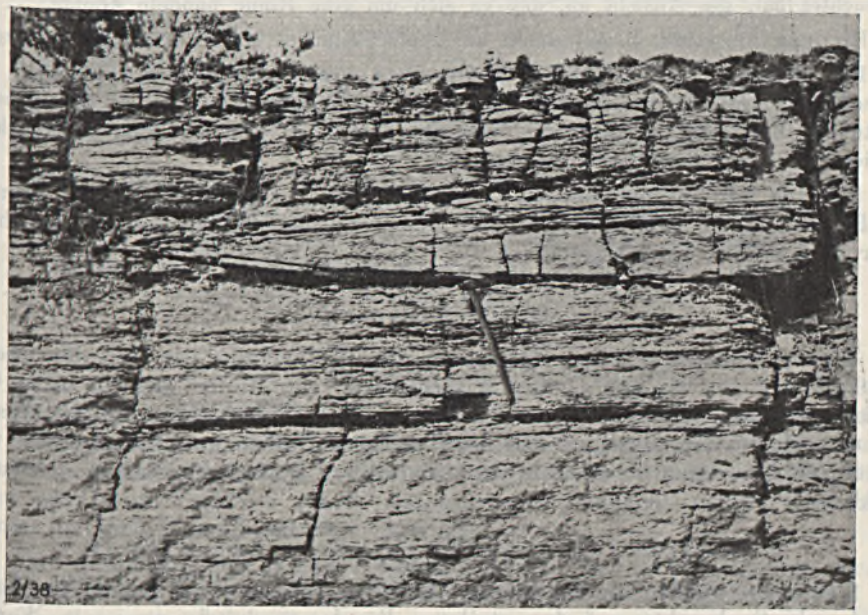


Abb. 3.
Schnitt durch das Ufer einer Rinne in feingeschichteten Mergeln. Die normale Parallelschichtung wird durch die Rinne unterbrochen; die ausfüllenden Schichten der Rinne laufen größtenteils diskordant der Böschung der Rinne. Ofenthaler Berg bei Hammelburg. Über 2. Schaumkalkbank (σ). Hammerstiel 40 cm. Dr. Trusheim phot.

randliche Zonen handelt, spielt hierbei keine Rolle; sie sind in der Rheinpfalz und der Bayreuther Gegend ebenso häufig anzutreffen wie im Meininger und Mosbacher Becken.

2. Bisherige Ansichten

Frühere Autoren beobachteten schon diese Erscheinungen, gaben ihr jedoch verschiedene Deutungen.

R. Wagner (1895) erwähnt diese Bildungen aus dem Thüringer Wellenkalk und bezeichnet sie als „unregelmäßige Schichtung".

O. M. Reis (1910, S. 115) beschreibt sie als „diskordante Parallelstruktur" aus dem fränkischen Wellenkalk. Die Ursachen glaubt er in den Eigenheiten des angeschwemmten Materials zu finden; der Wellenkalkschlamm ist nach seiner Meinung sehr zäh und gab zu steilen Böschungen Anlaß.

P. Vollrath (1924, S. 277) führt die Entstehung der Rinnen auf subaquatische Rutschungen zurück.

B. v. Freyberg (1922, S. 262) beschreibt sie als „innere Diskordanzen", die im Wellenkalk von ganz Thüringen auftreten. Er erwähnt die konkordante Lagerung der ausfüllenden Schichten, Überschneiden zweier gegeneinander gerichteter Böschungen. Er lehnt aber auf Grund der Tatsache, daß er nirgends eine Gegenböschung beobachtet hat, die Ansicht ab, daß es sich um eine Rinne handeln könnte.

Hildebrand (1928, S. 49) denkt an „Aufschüttungs- und Erosionsdiskordanzen".

Ph. Schmitt (1935, S. 325) deutet diese Erscheinungen zum erstenmal als Rinnen mit zwei Böschungsseiten. Er maß auch die Böschungen und die Achsenrichtungen und fand als Ergebnis, daß die Rinnen in dem von ihm untersuchten Gebiet bestimmte Richtungen bevorzugen.

Die von mir vorgenommenen Untersuchungen auf größerem Gebiet führten zu Bestätigungen von einzelnen der Schmitt'schen Beobachtungen, brachten aber auch andere neue Ergebnisse.

3. Vorkommen

Rinnen kommen in allen Horizonten des Wellenkalks vor, von der Grenzgelbkalkbank bis zu den Orbicularisschichten. Sie finden sich in allen Gesteinstypen des Wellenkalks, ausgenommen den Wulstkalken. Am häufigsten kommen sie in den plattigen und feinflaserigen Kalken und Kalkmergeln vor. Vereinzelt kann man sie auch in den kristallinen Bänken beobachten (Schaumkalkbank).

4. Morphologische Ausbildung der Rinnen

Gemessen wurden die Böschungen und die Achsen der Rinnen. Die Achse wurde als Senkrechte auf den steilsten Böschungswinkeln ermittelt. Ferner wurden, soweit dies möglich war, Höhe und Breite der Rinne gemessen.

Wie Schmitt (1935, S. 325) konnte ich in meinem Arbeitsgebiet sehr oft Rinnen mit beiden Böschungen beobachten. Die Böschungswinkel schwanken von 4^0—28^0. Am häufigsten tritt ein Wert von 15^0 auf. In größerer Anzahl kommen noch die Werte 11^0—15^0, 20^0 und 6^0 nach der Häufigkeit geordnet vor.

Die Höhe der Rinnen schwankt zwischen 0,17 bis 0,90 m. Schmitt (1935, S. 330) erwähnt einen Wert von 1,20 m.

Die Breite der Rinnen, die nur da eingemessen wurde, wo eine Gegenböschung beobachtet werden konnte, erreicht im Maximalwert 22 m und im Minimum 2 m.

Überschneidung von Rinnen

Überlagerung von Rinnen konnte ich in meinem Arbeitsgebiet häufig beobachten. Es handelt sich hierbei um Rinnen, die im gleichen Horizont vorkommen, deren Bildung jedoch zeitlich verschieden ist.

Ph. Schmitt (1935, S. 327) erwähnte schon mehrere Beispiele dieser Art. Ich möchte mich nur auf die Wiedergabe einer Beobachtung beschränken, die das gehäufte Auftreten von Erosionsdiskordanzen und Rinnen darstellt (Abb. 4).



Abb. 4. Gehäuftes Auftreten von Erosionsdiskordanzen und Rinnen. Das Material ist in dem gesamten dargestellten Profil feinplattiger Mergel. Jn der Mitte Rinne c mit beiden Böschungsseiten. Aufschluß über der 2. Schaumkalkbank (σ) bei Birkenfeld (Blatt Hildburghausen). Maßstab 1:100, 3× überhöht.

5. Stoff der Rinnenausfüllung

In den meisten Fällen bestehen die Schichten des Liegenden der Rinne, der Rinnenausfüllung selbst und des Hangenden aus demselben Stoff. Sie gehören somit dem gleichen Sedimentationszyklus an. Oft aber ist die Rinne ganz oder zum Teil von einem andersartigen Sediment erfüllt; und zwar kommt hier Schill und Blaukalk in Betracht.

Die Ausfüllung mit Schill kommt fast nur bei kleinen Rinnen vor. In diesem Fall ist der grobkörnige Schill in den Rinnen festgehalten und angereichert worden (Abb. 5).

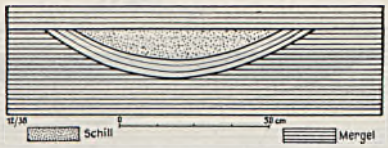


Abb. 5. Rinne, deren oberer Teil von Schill erfüllt ist. Unterer Wellenkalk an der Straße von Machtilshausen nach Wasserlosen (Blatt Euerdorf).

Der Blaukalk, der in den Rinnen nie geschichtet, sondern als einheitliche Masse abgelagert ist, kommt sowohl in kleinen wie auch in großen Rinnen vor. Er bildet niemals die alleinige Rinnenausfüllung, sondern tritt neben einem andersartigen Material entweder am Grunde (Abb. 6) oder im oberen Teil der Rinnenausfüllung auf.

Tritt er in dem oberen Teil der Rinne auf, so kann sich die Blaukalkmasse konkordant der Lagerung der ausfüllenden Schichten anpassen (Abb. 7), oder sie schneidet die Rinnenfüllung diskordant ab (Abb. 8).

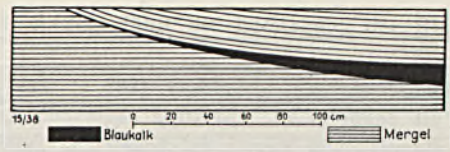


Abb. 6. Rinne im Mergel. An ihrem Grunde eine Blaukalkbank, deren Mächtigkeit rinnenwärts zunimmt. Unterer Wellenkalk. Heustreu (Blatt Neustadt a. d. Saale).

Manchmal liegt am Grunde einer Rinne eine Schill- oder Blaukalklage, die aber nicht bis an den oberen Rand der Rinne emporreicht, sondern vorher an der etwas steileren Böschung auskeilt.

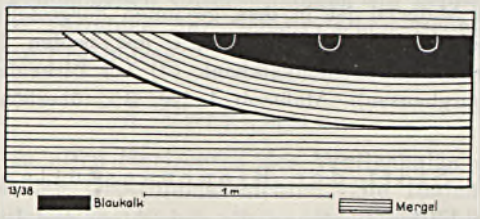


Abb. 7. Rinne, deren Füllung konkordant der Böschung verläuft. Über der 2. Schaumkalkbank (σ). Dreißigacker (Blatt Meiningen).

6. Lagerung der ausfüllenden Schichten der Rinnen

In den weitaus meisten Fällen vollzog sich die Ausfüllung der Rinnen ohne jegliche Störung. Die Schichten der Rinnenausfüllung verlaufen konkordant der Böschung. Zuweilen aber kam es während der Sedimentausfüllung zu Rutschungen oder Gleitfaltungen.

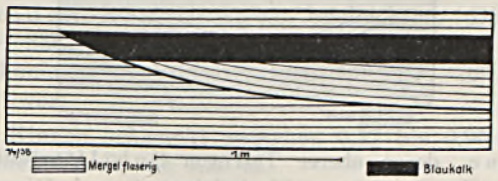


Abb. 8. Rinne, deren Füllung im unteren Teil konkordant, im oberen Teil (Blaukalk) diskordant der Böschung verläuft. Aufschluß bei Themar.

Manchmal sind nur die obersten Lagen der Rinnenfüllung leichtwellig verbogen, dann wieder sind die mittleren Schichten stark gefaltet, gleichsam an der Böschung abgerutscht und am Grunde der Rinne, wo die Böschung in die Waagerechte übergeht, haben sich die gleitenden Massen am stärksten zusammengestaucht.

Es kommen auch überkippte Falten und Wickelungen vor. Die hangenden Schichten gleichen die Unebenheiten allmählich aus, so daß die Rinnen oben immer eine ebene Begrenzungsfläche aufweisen.

Mit Ph. Schmitt (1935, S. 328) konnte ich mehrfach ein Übergreifen der ausfüllenden Schichten über den Böschungsrand beobachten.

7. Entstehung

Achsenrichtungen

Ph. Schmitt spricht auf Grund der Messungen in dem von ihm untersuchten Gebiet von einer Bevorzugung dreier Richtungen, nämlich N 60° W, N–S, N 60° O. In meinem Arbeitsgebiet zeigen die Achsenrichtungen der Rinnen eine große Streuung.

Das Arbeitsgebiet wurde in kleinere Gebiete unterteilt und die in einem Teilgebiet gewonnenen Werte je in einem Diagramm zusammengefaßt. Das Diagramm umfaßt alle Messungen in einem Gebiet, das den Raum von zwei Karten im Maßstab 1:25 000 darstellt.

Wenn man das untersuchte Gebiet im gesamten betrachtet (Abb. 9, 10), so kommen alle Werte der Windrose vor. Ein Vorherrschen be-

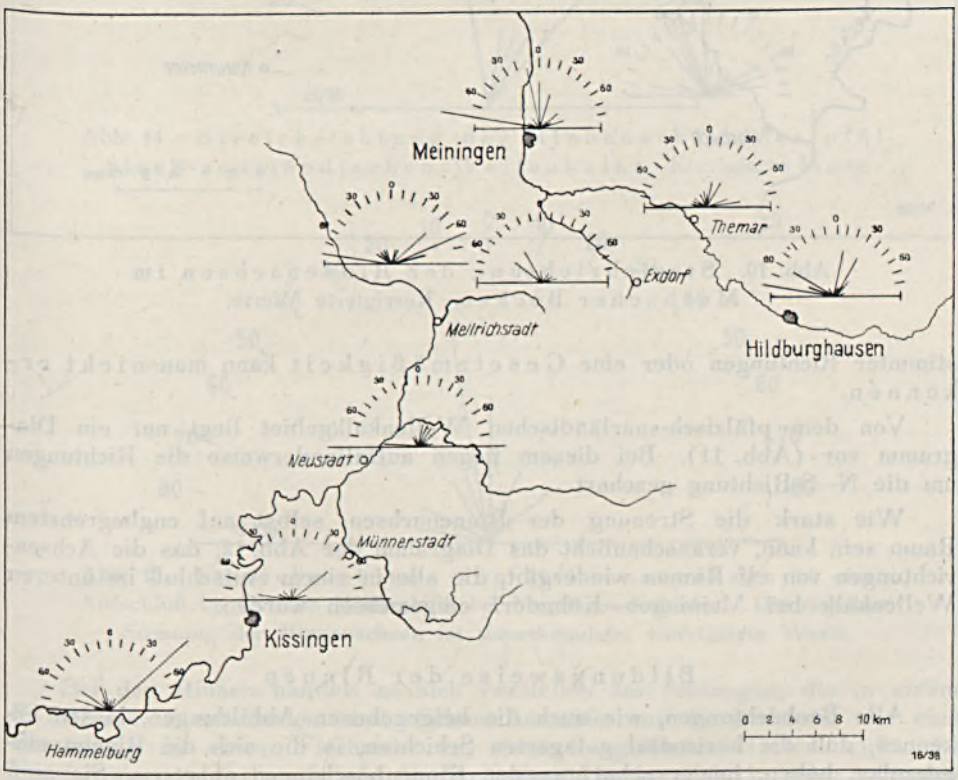


Abb. 9. Streichrichtung der Rinnenachsen im Meininger Becken. Die Länge des Striches gibt die Zahl der Messungen wieder. Korrigierte Werte.

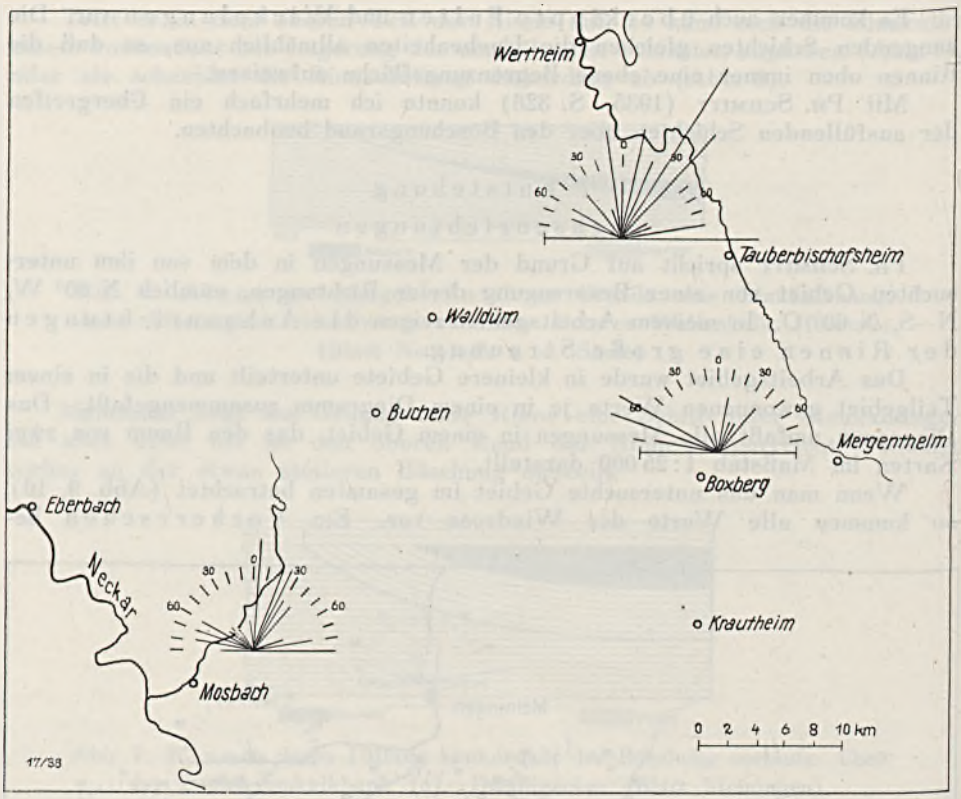


Abb. 10. Streichrichtung der Rinnenachsen im Mosbacher Becken. Korrigierte Werte.

stimmter Richtungen oder eine Gesetzmäßigkeit kann man nicht erkennen.

Von dem pfälzisch-saarländischen Wellenkalkgebiet liegt nur ein Diagramm vor (Abb. 11). Bei diesem liegen auffallenderweise die Richtungen um die N—S-Richtung geschart.

Wie stark die Streuung der Rinnenachsen selbst auf engbegrenztem Raum sein kann, veranschaulicht das Diagramm der Abb. 12, das die Achsenrichtungen von elf Rinnen wiedergibt, die alle in einem Aufschluß im unteren Wellenkalk bei Meiningen—Kühndorf eingemessen wurden.

Bildungsweise der Rinnen

Alle Beobachtungen, wie auch die beigegebenen Abbildungen, lassen erkennen, daß die horizontal gelagerten Schichten, in die sich die Rinnen eingegraben haben, immer scharf an den Rinnenböschungen absetzen. Sie sind niemals abgebogen oder nach dem Rinneninnern geschleppt. Das Sediment kann noch zähplastisch gewesen sein, muß jedoch schon eine gewisse Standfestigkeit besessen haben.

Eine ähnliche Erscheinung beobachten wir heute in den schlammigen Sedimenten des Wattes der Nordsee. Dort wird auch der Schlick von den Strömungen, die die Priele erzeugen, am Prallhang steil und ohne jedes Abbiegen abgeschnitten. Es kommt also hier rasch zu einem bestimmten Grad der Erhärtung.

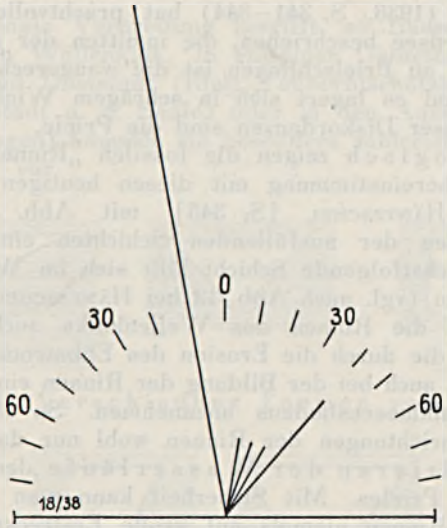


Abb. 11. Streichrichtung der Rinnenachsen des pfälzisch-saarländischen Wellenkalks. Korrigierte Werte.

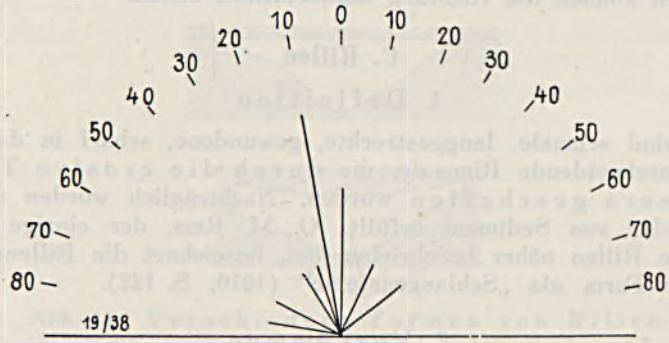


Abb. 12. Streichrichtung von 11 Rinnenachsen in einem Aufschluß im Unteren Wellenkalk bei Meiningen-Kühndorf. Die regellose Streuung der Rinnenachsen ist unverkennbar. Korrigierte Werte.

Bei den Rinnen handelt es sich zweifellos um Bildungen, die in einem Flachmeer entstanden sind. Schon Ausmaße und Form lassen nur eine Entstehung in einem Flachmeer zu, denn in größeren Tiefen wirkt die Erosion nur noch schwach, und die Strömungen laufen nicht in solch schmalen Bahnen, sondern das Wasser fließt flächenhaft.

Ähnlich der Schrägschichtung im Watt, die mit der Verlagerung der Priele im Zusammenhang steht, kann man auch bei den Rinnen im Wellen-

kalk gelegentlich Schrägschichtungen beobachten. Auch die Anreicherung von Schill in vertieften Rinnen ist eine Erscheinung, die sich auch an den Prielen beobachten läßt. So werden nach Wrage (1930, S. 84) die Muschelschalen an bestimmten Stellen der Priele in Form von Muschelschwemmsandbänken angehäuft.

W. Häntzschel (1936, S. 341—344) hat prachtvolle Diskordanzen aus den Watten der Nordsee beschrieben, die inmitten der normalen Schichtung auftreten. Besonders an Prielschlingen ist die waagerechte Schichtung plötzlich abgeschnitten, und es lagert sich in schrägem Winkel ein Schichtpaket an. Die Erzeuger dieser Diskordanzen sind die Priele.

Rein morphologisch zeigen die fossilen „Rinnen" des Wellenkalks eine vollkommene Übereinstimmung mit diesen heutigen Diskordanzen (vgl. die Abb. 14 bei Häntzschel [S. 345] mit Abb. 3 dieser Arbeit). Auch das Übergreifen der ausfüllenden Schichten einer Rinne über die Böschung auf die nächstfolgende Schicht läßt sich im Wellenkalk (s. S. 493) sehr schön beobachten (vgl. auch Abb. 13 bei Häntzschel). Dieser Vergleich zeigt eindeutig, daß die Rinnen des Wellenkalks auch genetisch den Prielen entsprechen, die durch die Erosion des Ebbstromes entstehen[2]). Man könnte daran denken, auch bei der Bildung der Rinnen ein zeitweises Trockenfallen des Wellenkalkmeeresbodens anzunehmen. So läßt sich die starke Streuung der Achsenrichtungen der Rinnen wohl nur dadurch erklären, daß man an ein Mäandrieren der Wasserläufe denkt, ähnlich dem gewundenen Lauf des Prieles. Mit Sicherheit kann man darüber nichts aussagen, da man die Rinnen niemals auf große Erstreckung in der Flächenansicht beobachten kann.

Kleinere Reliefunebenheiten des Meeresbodens, Rücken, Schwellen und Einmuldungen können die Richtung mitbeeinflußt haben.

C. Rillen

1. Definition

Rillen sind schmale, langgestreckte, gewundene, scharf in das Liegendsediment einschneidende Rinnsale, die durch die erosive Tätigkeit des Wassers geschaffen wurden. Nachträglich wurden diese Hohlformen wieder von Sediment erfüllt. O. M. Reis, der einzige Autor, der bisher diese Rillen näher beschrieben hat, bezeichnet die Rillenausfüllungen wegen ihrer Form als „Schlangensteine" (1910, S. 122).

2. Vorkommen

Die Rillen habe ich nur in fossilfreien Kalken und Kalkmergeln angetroffen.

a) Im Profil

Sie kommen am häufigsten in den plattigen Kalkmergeln der Schaumkalkregion (σ) und der Orbicularisschichten vor. Vereinzelt konnte ich sie auch in Schichten über der Oolithbank α und der Terebratelbank (τ) beobachten.

2) Die Rinnen wurden also von Strömungen geschaffen, die entweder durch Gezeiten oder Sturmfluten hervorgerufen wurden.

In einem Schichtkomplex kommen des öfteren mehrere Rillenhorizonte übereinander vor, die nur durch einige parallel gelagerte Schichten getrennt sind; z. B. entfallen auf einen Schichtstoß von 0,35 m Mächtigkeit acht Rillenhorizonte.

b) Regionale Verbreitung

Was die regionale Verbreitung betrifft, so finden sich die Rillen im ganzen süddeutschen Wellenkalk. In einzelnen Gebieten, wie in der Gegend von Schweinberg und Dienstadt (Blatt Tauberbischofsheim) oder bei Strahlungen (Blatt Neustadt a. d. Saale) oder in den Aufschlüssen bei Dreißigacker (Blatt Meiningen) kommen sie besonders zahlreich und in sehr mannigfaltiger Ausbildung vor.

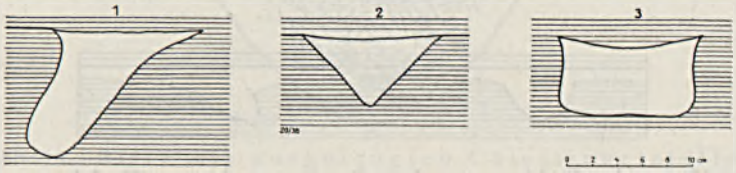


Abb. 13. Verschiedene Formen von Rillen.

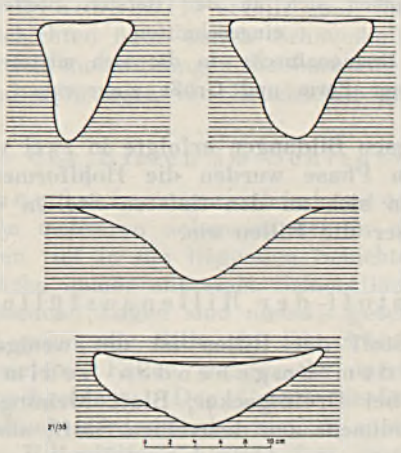


Abb. 14. Verschiedene Formen von Rillen.

3. Ausbildung

Im allgemeinen kann man die Rillen im Aufschluß nur im Querschnitt beobachten, wie das auch aus den Abbildungen ersichtlich ist. Die Rillen erreichen eine Breite von 0,02—0,25 m; der häufigste Wert beträgt 0,05 bis 0,07 m, die Tiefe beläuft sich auf 0,02—0,12 m.

Die Rillen weisen die verschiedensten Formen auf (Abb. 13 u. 14). In den meisten Fällen ist die Tiefe größer als die Breite. Im Querschnitt sind sie bald dreieckig, bald rechteckig, bald haben sie stark geneigte und unregelmäßig verlaufende Böschungen. Vereinzelte Rillen hängen nach einer Seite über (vgl. Abb. 13, 1).

Die Oberfläche der Rillenausfüllung ist meist nach der Mitte zu etwas eingedellt.

Neben diesen einfachen Formen konnten mitunter Rillen beobachtet werden, die an der Basis anderer Hohlformen (Wellentäler von Großrippeln usw.) vorkommen (Abb. 15 a u. b).

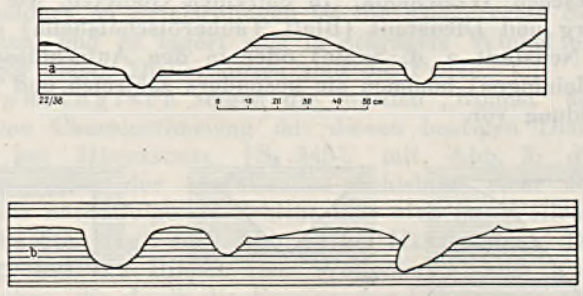


Abb. 15 a u. b. Rillen an der Basis anderer Hohlformen.

a) Die symmetrischen Hohlformen stellen die Wellentäler von Großrippeln dar. Die Rillen haben sich an der tiefsten Stelle der Wellentäler eingeschnitten.

b) Weitgespannte Erosionsfurche, in die sich mehrere Rillen von verschiedener Form und Größe eingegraben haben.

Die Entstehung dieser Bildungen erfolgte in zwei voneinander getrennten Phasen. In der ersten Phase wurden die Hohlformen geschaffen. In der zweiten Phase schnitten sich an den tiefsten Stellen der Hohlformen durch die abfließenden Wässer die Rillen ein.

4. Stoff der Rillenausfüllung

Der ausfüllende Stoff der Rillen ist mit wenigen Ausnahmen immer verschieden von dem umgebenden Sediment. In einem Ausnahmefall (Aufschluß bei Dreißigacker, Blatt Meiningen) besteht die Rille und das umgebende Sediment aus demselben Stoff, nämlich Blaukalk.

Die Rillenausfüllung besteht:

1. aus dichtem Blaukalk,
2. aus Blaukalk mit Kristalleinschlüssen von Cölestin,
3. aus Schill.

1. Die Blaukalk-Rillen liegen ausschließlich in fein geschichteten Kalkmergeln. Aufschluß über die innere Struktur gibt der Querschliff einer Blaukalk-Rille. Dieser zeigt keinerlei Schichtung. Der Blaukalk ist als eine einheitliche homogene Masse abgelagert worden. Die Ausfüllung erfolgte ununterbrochen, bis die Vertiefung ausgefüllt war.

2. Manchmal weisen die Ausfüllungen der Blaukalk-Rillen im Innern Hohlräume auf, die von ausgelaugten Cölestinkristallen her-

rühren (Abb. 16). Die Kristallanhäufung ist meist auf den inneren Teil der Rille beschränkt und nach außen durch eine dichte Masse (Blaukalk) abgeschlossen. Die Hohlräume der einzelnen Kristalle stoßen nicht aneinander, sondern sind durch dünne Blaukalkwände voneinander getrennt. Bisweilen reichen einzelne Kristalle weit aus dem Innern in den randlichen Teil der Rille hinein. In den meisten Fällen ist der Gesteinskörper netz- oder wabenartig von den Hohlformen der Kristalle durchschwärmt. Stellenweise findet man die Kristallanhäufung auch am Boden der Rille.

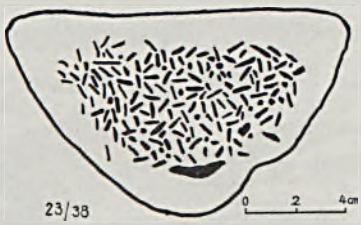


Abb. 16. Rille mit ausgelaugten Cölestinkristallen. Querschnitt. Mosbach.

3. Rillen, die mit Bruchschill erfüllt sind, kommen nach meinen Beobachtungen nur in Schichten über der 2. Schaumkalkbank (ς) vor.

Ich konnte auch Rillenausfüllungen beobachten, bei denen der untere Teil von Blaukalk und der obere von Bruchschill gebildet wird.

5. Lage der Rillen im Schichtverband

Die Rillen, die nur in fein geschichteten Sedimenten vorkommen und immer zu mehreren nebeneinander in einem Schichtpaket auftreten, sind verschieden tief in die liegenden Schichten eingegraben. Trotzdem fällt ihre Oberfläche immer mit einer Schichtfläche zusammen.

Die seitlich anstoßenden Lagen sind niemals geschleppt oder abgebogen, sondern setzen scharf gegen die Rille ab. Die Schichten im Liegenden der Rille gehen in den meisten Fällen waagerecht durch; manchmal sind sie etwas nach unten durchgebogen. Der Grund hierfür ist in der je nach der stofflichen Beschaffenheit verschieden starken späteren Setzung des Sediments zu suchen. Die Rillenfüllung besteht fast immer aus einem offenbar schon sehr frühzeitig verfestigten Stoff und wirkte bereits beim Einsetzen des Belastungsdruckes als starre Masse, die die schwache Durchbiegung der Schichten im Liegenden verursacht.

Die Blaukalk-Rillenfüllungen stehen, soweit meine Beobachtungen reichen, ohne Zusammenhang mit dem Hangendsediment.

Die Rillen hingegen, die von Schill erfüllt sind, sind fast immer mit der Hangendschicht, die auch aus Schill gebildet wird, verwachsen (Abb. 17). Sie treten dann als „Schlangenwülste“ auf der Unterseite der Hangendplatte hervor.

Dagegen stehen die Rillen nie in Zusammenhang mit dem seitlich anschließenden Sediment. Sie laufen gleich Fremdkörpern durch das Gestein und lassen sich sehr leicht herauslösen. Man findet sie auch als Bruchstücke in ihrer eigenartigen Form in fast allen Steinbrüchen.

POLITECHNIKA ZAKŁAD GEOLOGII



Abb. 17.
Zwei Rillenhorizonte; die obere Rille wird von Schill ausgefüllt und steht mit der Hangendplatte in Verbindung, die das ganze Bild durchzieht. Dreißigacker (Blatt Meiningen). Über 2. Schaumkalkbank (σ). Länge des Eisenpickels 17 cm. Dr. Trusheim phot.

6. Verlauf der Rillen

Im allgemeinen kann man die Rillen im Aufschluß nur im Querschnitt beobachten, wie das auch aus den Abbildungen ersichtlich ist. In diesen Fällen läßt sich über den weiteren Verlauf der Rillen im Schichtverband nichts aussagen. Nur an einigen Stellen konnte ich Rillen auf Schichtflächen über größere Strecken hin verfolgen.

So gab eine freigelegte Schichtoberfläche über der 2. Schaumkalkbank (σ) in einem Aufschluß bei Utendorf (Blatt Meiningen) ein ausgezeichnetes Bild über den Verlauf der Rillen. Hier ist eine Schichtfläche von mehr als 100 m^2 bloßgelegt (Abb. 18 zeigt einen Ausschnitt davon). Die Rillen laufen z. T. netzartig, z. T. einer Längsrichtung folgend, über die ganze Fläche. Sie zeigen verschiedene Größe, verschiedene Breite und Tiefe. Wo die Rillen beginnen, weisen sie die mannigfaltigsten Formen auf; sie bilden tiefe und runde Auskolkungen oder löffelartige Vertiefungen, die nach dem Ende sanft ansteigen (Abb. 19). Die Ränder der Rillenausfüllungen ragen meist ein wenig über die Schichtfläche, in der sie liegen, empor, während die Oberfläche der Rillenausfüllungen gegen die Mitte zu ein wenig eingewölbt ist. Die Oberfläche des Sediments, in die sich die Rillen eingeschnitten haben, trägt zahlreiche Lebensspuren von Würmern und Rhizokorallien. Diese Lebensspuren kommen nie in einer Rille vor, sondern bleiben auf das Sediment außerhalb der Rille beschränkt.

Ganz allgemein läßt sich sagen, daß die Rillen vielfach stark mäandrieren, sich verzweigen, dann aber wieder fast parallel nebeneinander laufen. Trotz der starken Windungen und der zuweilen netzartigen Verzweigungen kann man im großen eine Längserstreckung erkennen. Wo man

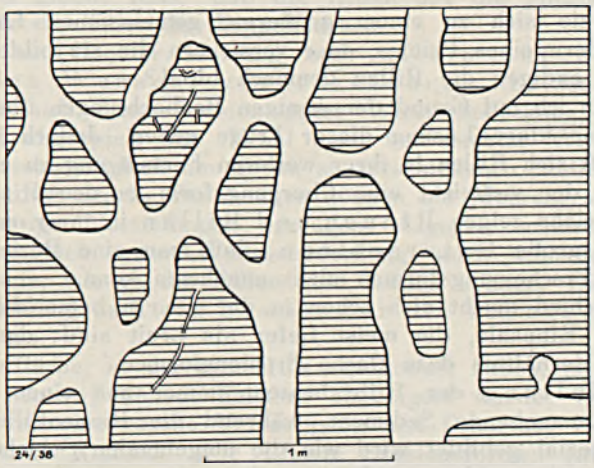


Abb. 18. Unregelmäßiger Verlauf von Rillen. Ausschnitt von einer Schichtfläche über der 2. Schaumkalkbank (σ). Aufschluß bei Utendorf (Blatt Meiningen).

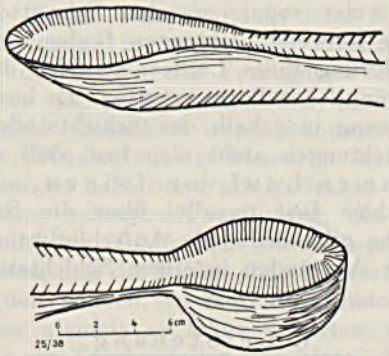


Abb. 19. Endigungen von Rillenausfüllungen. Utendorf (Blatt Meiningen).

den Beginn (oder das Ende?) einer Rille beobachten kann, ist er als kleine etwas verbreiterte, manchmal vertiefte Auskolkung entwickelt, die oft kleinen Strudellöchern ähnelt.

In den seltenen Fällen, in denen Schichtflächen mit Rillen aufgeschlossen waren, konnte ich immer nur einen Teil des Verlaufs der Rillen beobachten. Es gelang mir niemals, eine Rille in ihrer gesamten Erstreckung zu verfolgen, d. h. das Aufhören der Rille auf beiden Seiten zu sehen. Stets beobachtete ich nur an dem einen Ende die beschriebenen Auskolkungen. Ich

möchte annehmen, daß es sich bei diesen Auskolkungen um den Anfang der Rille handelt, gleichsam um kleine Sammelbecken, von denen die Rillenrinnsale dann ihren Ausgang nahmen.

Auf Grund dieser Deutung ersteht die weitere Frage, wie die Rillen endigen.

Schließen sie sich zu einem größeren, gemeinsamen Lauf zusammen, ähnlich den Adern eines Prieles, oder versickern die sie bildenden Rinnsale allmählich und endigen die Rillen demnach blind?

Leider kann ich auf Grund der wenigen Beobachtungen über den Verlauf der Rillen keine klare Lösung dieser Frage geben. Jedoch konnte ich nie beobachten, daß sich Rillen in ihrer weiteren Fortsetzung zu einem größeren Lauf sammeln, der vielleicht eine Übergangsform zu den Rinnen darstellen könnte[3]). Vielmehr zeigen Rinnen und Rillen in ihrer morphologischen Ausbildung so große Unterschiede, daß man eine Beziehung zwischen diesen beiden Erscheinungsformen nicht annehmen kann.

Ihr Unterschied macht sich schon in der Form bemerkbar. Die Rillen bilden schmale Rinnsale, die meist tiefer als breit sind; die Rinnen weitgespannte, im Verhältnis dazu flache Erosionsformen.

Die Ausfüllung der Rille besteht immer aus einem andersartigen Stoff als das umgebende Sediment, während die Rinnenfüllung meist von demselben Material gebildet wird wie die umgebenden Schichten, also demselben Sedimentationszyklus angehört.

Die Rillenfüllung zeigt keine Schichtung; die Ausfüllung erfolgte ohne Unterbrechung des Sedimentationsvorganges. Im Gegensatz dazu ist die Rinnenfüllung immer deutlich geschichtet; es kam also zu einer oftmaligen Unterbrechung des Sedimentationsaktes.

Die Rinnenfüllung weist sogar zuweilen Schrägschichtung auf, die auf ein Wandern der Rinne hinweist. Hingegen finden sich bei der Rille keine Anzeichen für eine Änderung ihres Laufes, sondern ihr einmal geschaffener Lauf bleibt in der ursprünglichen Form erhalten. Es kommt zu Verzweigungen, doch zu keiner Verlagerung innerhalb des Schichtstoßes.

Nach meinen Beobachtungen steht also fest, daß die Rillen sich nicht zu einem gemeinsamen Lauf vereinigen, sondern sie laufen ohne wesentliche Größenzunahme fast parallel über die Schichtfläche. Eine Bestätigung dieser Tatsache gibt auch jede Aufschlußwand, wo die Querschnitte der Rillen in ungleichen Abständen in einem Schichtstoß zu mehreren nebeneinander auftreten.

7. Entstehung

O. M. Reis (1910, S. 129) deutet die Ausfüllungen der Rillen, seiner sogenannten „Schlangensteine", als Ausfüllungen von Rinnen, in denen zum Teil Fossilien, zum Teil auch Kalkschlamm zur Ablagerung kamen. Die Rinnen erklärt er als „Zerreißungserscheinungen, welche sich an die ausgleichenden Faltenbewegungen als Folge anschließen". Diese Ansicht kann ich nicht teilen, denn auf diese Art könnte ich mir niemals den stark gewundenen und sich verzweigenden Lauf einer Rille erklären. Wenn die

3) Diese Übergangsformen müßte man sogar im Querschnitt an ihren Größenausmaßen erkennen können, jedoch konnte ich keine derartigen Beobachtungen machen.

Ursache eine subaquatische Gleitfaltung sein soll, so ist mir nicht erklärlich, daß in den angrenzenden Schichten niemals die geringste Spur einer solchen Bewegung zu erkennen ist; vielmehr laufen die parallel gelagerten Schichten, in die sich die Rillen eingegraben haben, vollkommen ungestört durch.

Andererseits glaubt Reis, daß die Rillen auf die gleiche Weise entstanden sind wie die Täler der Rippelmarken.

Die Rillen sind meiner Meinung nach allein auf die erosive Tätigkeit des Wassers zurückzuführen. Es ist jedoch nicht vorstellbar, daß sich diese Erosion unter Wasserbedeckung, sei sie auch noch so gering, abgespielt hat. Wohl kann bei seichter Wasserbedeckung die Strömungsgeschwindigkeit am Boden an verschiedenen Stellen verschieden groß sein, besonders starke Strömungen können am Meeresgrund wohl auch flache, wannenartige Vertiefungen erzeugen; dagegen scheint es mir unverständlich, daß sich unter Wasserbedeckung solch schmale und scharf begrenzte Rinnsale, wie es die Rillen sind, bilden können. Die Rillen sind somit meiner Meinung nach ein Beweis für ein Trockenfallen des Meeresbodens.

Jede Schichtfläche, in die sich Rillen eingetieft haben, ist also trocken gelegen, bevor neues Sediment darüber abgelagert wurde. Die Folge des Trockenfallens war eine rasche Verfestigung und Erhärtung des Sediments, so daß abfließende Rinnsale sehr scharfe Erosionsformen (mitunter sogar Überhänge) erzeugen konnten. Diese Rinnsale können sehr wohl durch stärkere Regenfälle und Platzregen zustande gekommen sein. Das würde auch erklären, warum diese Rinnsale mit Ausnahme von gelegentlichen Prall- und Gleithängen keine Anzeichen erkennen lassen, die auf ein Wandern hinweisen würden. Auch die grundlegenden Unterschiede gegenüber den durch Meereswasser erzeugten Rinnen würden damit eine einleuchtende Erklärung finden, ebenso die sich immer in bestimmten Grenzen haltenden Größenausmaße. Die Deutung der Rillen als Erzeugnisse des abfließenden Süß- bzw. Brackwassers würde es auch verständlich machen, daß niemals die Endigungen dieser Rinnsale beobachtet werden konnten. Man wird vermuten dürfen, daß diese kleinen Wasserläufe in kleineren örtlichen Wasseransammlungen, Tümpeln usw. geendet haben und infolgedessen kein scharf begrenztes Ende aufweisen. Bei einer erneuten Überflutung, die neues Sediment mitbrachte, wurden die gebildeten Hohlformen wieder ausgefüllt.

Wenn wir auch glauben, daß die Rillen ohne ein vorangegangenes Trockenfallen nicht erklärt werden können, so muß doch betont werden, daß diese Überwasserzeiten offenbar niemals so lange dauerten, daß sich Trockenrisse als sicherste Beweise für ein Trockenfallen des Meeresbodens bilden konnten. Offenbar spielt hierbei auch die physico-chemische Zusammensetzung des Mergelschlammes, sein Wasserhaushalt usw. eine Rolle, wie überhaupt Kalksedimente wesentlich weniger zur Bildung von Trockenrissen zu neigen scheinen als tonige Sedimente.

D. Konglomeratische Bildungen

Konglomeratische Bildungen sind in meinem Arbeitsgebiet außerordentlich weit verbreitet. Nach ihrem äußeren Habitus lassen sie sich wohl in der von B. v. Freyberg (1922, S. 240) vorgeschlagenen Gliederung in 1. Blockgerölle, 2. konglomeratischen Wellenkalk und 3. Konglomeratbänke einteilen.

Die vertikale und horizontale Verbreitung, das Aussehen und ihr Schichtverband sind von P. Vollrath (1924, S. 252), Hildebrand (1928, S. 239 und 1929, S. 322), B. v. Freyberg (1922, S. 240) und Ph. Schmitt (1935, S. 334) hinreichend beschrieben worden, so daß ich mich mit dem Hinweis darauf begnügen kann.

Die Entstehung dieser Bildungen ist hingegen noch sehr umstritten; insbesondere ist die Frage nach der Bildung und Verfrachtung der mitunter riesenhaften Blockgerölle noch immer nicht befriedigend gelöst. Alle bisherigen Deutungsversuche der konglomeratischen Bildungen des Wellenkalks gehen von der stillschweigenden oder auch deutlich ausgesprochenen Voraussetzung aus, daß eine Aufarbeitung des Untergrundes stattgefunden hätte und auf verschiedenerlei Wegen zur Entstehung der konglomeratischen Bildungen geführt habe. Diese Auffassung für die Deutung der Blockgerölle bzw. des konglomeratischen Wellenkalks ist immer unbefriedigend geblieben. Man glaubte deshalb zu ihrer Erklärung noch ganz besondere Ereignisse wie katastrophenartige Großfluten (Willfarth 1934) oder Seebeben (Herbig 1931) oder Treibeisbildung (B. v. Freyberg 1922) heranziehen zu müssen. Es scheint mir aber, daß wir doch an der Vorstellung einer Aufarbeitung festhalten können. Wir müssen nur annehmen, daß die Aufarbeitungsvorgänge, deren Ergebnis uns heute in Form der konglomeratischen Bildungen vorliegt, nicht in der Schicht sich abgespielt haben, in der sich heute die Gerölle finden, sondern in Schichten, die im damals Hangenden lagen und später abgetragen wurden. Dann lassen sich damit mancherlei bisher nur schwer deutbare Erscheinungen wesentlich zwangloser erklären.

1. Blockgerölle

Die Blockgerölle treten uns als linsen- oder brotlaibförmige Einlagerungen in ungestört gelagerten Schichten entgegen. Ich habe Blockgerölle von verschiedenen Größenausmaßen gemessen. Im folgenden gebe ich einige Maße. (Leider konnte die 3. Dimension nicht gemessen werden.)

Länge:	Höhe:
0,22 m	0,06 m
0,30 m	0,11 m
0,29 m	0,12 m
0,36 m	0,16 m
0,50 m	0,18 m
0,50 m	0,30 m
0,78 m	0,15 m
1,03 m	0,15 m
1,20 m	0,25 m

Bei der Größe dieser Einlagerungen könnte man auf den Gedanken kommen, daß es sich hier nicht um Gerölle, sondern um konkretionäre Bildungen handelt. Dem widerspricht aber eine Beobachtung, die ich bei Sulzthal machen konnte. Hier liegt über der Oolithbank α ein Blaukalkgeröll von 1,20 m Länge und 0,25 m Höhe, das auf allen Seiten rundherum, also

auch auf der Unterseite, von Bohrgängen besetzt ist (Abb. 20). Man kann diesen Block nur als Überbleibsel einer Bank ansehen, die ursprünglich einige Meter höher im Profil anstand. Diese Bank wurde am Meeresboden erosiv zerschnitten und in einzelne Teilstücke aufgelöst. Diese Teilstücke wurden durch Unterspülung ihrer Unterlage beraubt, zu Blöcken abgerundet und durch fortlaufende Aufarbeitung der Unterlage in immer tieferes Niveau verlegt. Bei diesem Tiefergleiten mag es vielfach vorgekommen sein, daß diese Gerölle einmal oder mehrfach um eine waagerechte Achse gewälzt wurden, so daß nacheinander jeder Oberflächenteil des Gerölls einmal die

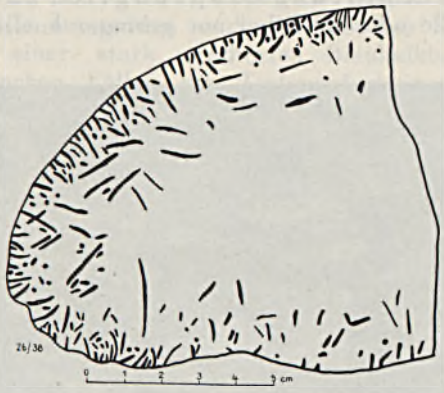


Abb. 20. Blockgeröll, auf allen Seiten angebohrt. Über der Oolithbank α. Aufschluß bei Sulzthal an der Hauptstraße nach der Hl. Kreuzkapelle (Blatt Euerdorf).

Oberseite bildete. Auf diese Weise wird die mehrfach beobachtete allseitige Besiedlung solcher Riesengerölle mit Bohrwürmern (*Trypanites* Maegdefrau) verständlich.

Die auffällige Tatsache, daß von so weit reichenden Aufarbeitungserscheinungen, wie sie diese Deutung zur Voraussetzung hat, heute im Profil nichts mehr zu beobachten ist, erklärt sich dadurch, daß die Verfestigung der aufgearbeiteten Schichten noch nicht weit fortgeschritten war; außerdem waren die Strömungen offenbar so stark, daß alles feinkörnige Material, auch kleinere Gerölle hier weggeführt wurden. Sie kamen an anderen Stellen als konglomeratischer Wellenkalk zur Ablagerung. Eine tiefere, weitgehend genug verfestigte Schicht setzte der Aufarbeitung eine untere Grenze, und auf ihr liegen heute die Blockgerölle. Diese bestehen stets aus anderem Material als das umgebende Gestein. Ich möchte also glauben, daß die Gerölle nicht verfrachtet, sondern daß es sich in der Hauptsache nur um ein Abgleiten in der Vertikalen, also um eine Art Projektion auf einen tieferen Horizont handelt.

Wir werden auch im Wellenkalk mehr und mehr zu der Vorstellung kommen müssen, daß das heute noch vorliegende Schichtprofil nur einen ganz spärlichen Bruchteil des ursprünglich abgelagerten Sediments darstellt. Rud. Richter (1936, S. 227) kommt bekanntlich zu der Überlegung, daß

vielleicht nur ein Hundertstel oder ein Tausendstel der Sedimentationsvorgänge am Meeresboden in Stein überliefert werden.

2. Konglomeratischer Wellenkalk

Auch bei dem konglomeratischen Wellenkalk hat die Voraussetzung einer Aufarbeitung des Untergrundes zu mancherlei recht gezwungenen Deutungsversuchen geführt. So hat Willfarth (1933, S. 377) angenommen, daß die Aufarbeitung bei völligem Trockenlaufen weiter Kalkflächen stattgefunden hat. Ich möchte indessen glauben, daß auch diese mitunter bis 3 m mächtigen Bildungen durch Aufarbeitung ursprünglich hangender Schichten an Ort und Stelle oder doch bei nur geringer horizontaler Verfrachtung



Abb. 21.
Konglomeratischer Wellenkalk. Die scharfkantigen Blaukalkgerölle sind in einer mergeligen Grundmasse in mehr oder minder dichter Streuung eingebettet. Karlstadt a. Main, Zementfabrik. Länge des Eisenpickels 17 cm. Dr. Trusheim phot.

entstanden sind. Gegen längeren Transport sprechen vor allem die sehr geringe Aufbereitung und die wenn auch nicht allzu häufig beobachtete Scharfkantigkeit der Gerölle. Die Blaukalkgerölle sind in einer mergeligen Masse in mehr oder minder dichter Streuung eingebettet und zeigen die verschiedensten Korngrößen und Formen (Abb. 21). Wo lange Transportwege vorhanden sind, muß es immer zu einer Sortierung nach Gewicht, Form und Größe kommen. Die fehlt hier aber vollkommen. Auch diese Feststellung schließt längeren Transport aus.

3. Konglomeratbänke

Die echten Konglomeratbänke bestehen im Gegensatz zum konglomeratischen Wellenkalk fast nur aus dichtgepackten Geröllen und führen zwischen den Geröllen Zement aus grobem Schill. Die Gerölle sind meist gerundet, doch kommen auch scharfkantige und plattige Stücke vor. Sie erreichen eine nicht unbeträchtliche Größe. In einem Aufschluß bei Nüdlingen konnte ich in der Oolithbank α Blaukalkgerölle messen, die einen Durchmesser von 20—25 cm und eine Höhe von 5—8 cm aufweisen.

Bei diesen Konglomeratbänken läßt sich vielfach noch eine räumliche Beziehung zu der aufgearbeiteten Bank erkennen, aus deren Zerstörung die Gerölle entstanden sind. So habe ich Konglomeratbänke beobachtet, die noch einer stark erodierten Blaukalkbank auflagen. Hier scheint also in manchen Fällen die Tiefenaufarbeitung geringer gewesen zu sein.

Auffällig ist noch die Beobachtung, daß die konglomeratischen Bildungen mit einigen Ausnahmen auf den Mittleren und vornehmlich auf den Unteren Wellenkalk beschränkt bleiben. Diese Feststellung hat für das ganze untersuchte Gebiet Gültigkeit. Es müssen demnach im Unteren Wellenkalk die Entstehungsbedingungen, das Sediment wie die Strömungsverhältnisse, für diese Bildungen besonders günstig gewesen sein. W. Häntzschel (1936, S. 345) nimmt an, daß die Entstehung der Geröllagen im wesentlichen auf die Priele zurückzuführen ist. So verlockend dieser Gedanke auch für die Deutung der konglomeratischen Bildungen im Wellenkalk (Konglomeratbänke, konglomeratischer Wellenkalk) ist, so läßt sich eine solche Beziehung hier kaum aufrechterhalten, denn die meisten Rinnen kommen in den feingeschichteten und vollkommen ungestörten Lagen des Oberen Wellenkalks vor, in dem mit Ausnahme der Schaumkalkbänke fast sämtliche konglomeratischen Bildungen fehlen. Auch habe ich nirgends in den Ausfüllungen von Rinnen konglomeratische Bildungen beobachten können.

II. Diagenetische Erscheinungen

A. Lösungsrippeln

1. Definition

Eine der auffallendsten Erscheinungen des Wellenkalks stellen die „Lösungsrippeln", früher „Wellenfurchen" genannt, dar. Ihnen verdankt der Wellenkalk seinen Namen.

Schad (1933) gibt diesen feinen Rillen den Namen „Wellenstreifen". Ph. Schmitt (1935) lehnt diesen Namen ab und bezeichnet diese Erscheinungsform als „Lösungsrippeln". Diese Benennung kann als die zutreffendste angeschen werden, und ich möchte diesen Namen beibehalten.

Schmitt (1935) gibt folgende Definition:

„Unter Lösungsrippeln werden Erscheinungen des Wellenkalks zusammengefaßt, die sich durch folgende Merkmale auszeichnen: Wellenförmig, symmetrisch gebaute, sich verzweigende, mehr oder weniger parallel angeordnete Rippeln auf den Schichtflächen von Plattenkalken und Kalkmergeln. Wesent-

lich ist ferner, daß von den Rippeln dunkle mit Kalkspat erfüllte primäre Kapillarklüfte ausgehen. Diese werden in der Folge Primärklüfte genannt."

Die Lösungsrippeln stellen also Kalkspatausfüllungen von Klüften dar, die später infolge der stärkeren Widerstandsfähigkeit durch die Verwitterung aus dem leichter löslichen umgebenden Gestein als Erhöhungen herauspräpariert wurden.

2. Bisherige Ansichten

Die Lösungsrippeln haben schon verschiedentlich eine Deutung erfahren. Frühere Autoren wie v. Alberti, Quenstedt, Reis glaubten allgemein, die Lösungsrippeln seien durch Wellenschlag gebildete Oberflächenformen. Reis (1910) äußert sich hierzu: „Es ist kein Zweifel, daß die Wellenskulptur der Schichtflächen, die bis zu einer außerordentlichen Feinheit der Wellenrillen, wie sie sonst nicht oft zu beobachten ist und so häufig in aufeinanderfolgenden Schichten gleiche Richtung, ja eine Allgemeinrichtung erkennen läßt, die gleiche Entstehung hat wie die bekannte der Rippelmarken."

E. Fraas (1899) vertritt einen anderen Standpunkt. Er hält die Lösungsrippeln für eine Druckerscheinung, die ihre Ursache in der Wechsellagerung von Kalk- und Tonschichten hat. Dabei denkt er an einen vertikal wirkenden Druck, also an eine Zusammenpressung der Schichten.

P. Vollrath (1924) wiederum hält die „Wellenfurchen" durch strömendes Wasser entstanden. Er beobachtete ebenso wie Reis die konstante Streichrichtung, die den Lösungsrippeln eigen ist und äußert sich hierzu (1924, S. 269): „Auffallend ist, daß die Wellenrillen in einem großen Gebiet eine einheitliche Hauptrichtung erkennen lassen. Im allgemeinen geht diese von W nach O. Dieselbe Richtung finden wir am Nordrande des Schwarzwaldes wieder und ebenso an der unteren Tauber und am Main." Er stellte an Hand von Messungen diese Tatsache fest, gab jedoch keine Erklärung. „Zu erwähnen wäre schließlich noch, daß alle diese Erscheinungen keinerlei Zusammenhang mit der inneren Struktur der Schichten haben; es sind reine Oberflächenformen."

In Anlehnung an P. Vollrath äußert sich noch K. Börner (1936, S. 573) dahin, „daß Wellenfurchen ebenso wie Wellenrillen reine Oberflächenformen sind, die nichts mit dem inneren Bau einer Schicht zu tun haben".

Börner hat auch die Streichrichtung der „Wellenrillen" eingemessen: „Die Hauptrichtung ist etwa westöstlich oder bis zu nordwestlich-südöstlich anzusetzen." Er glaubt, daß „das Vorherrschen dieser Richtungen durch Meeresströmungen, die etwa Nordsüd anzusetzen sind", verursacht wurden.

Schad (1933) sah in den „Wellenstreifen" keine bloßen Oberflächenskulpturen, sondern glaubte an eine Beziehung zur inneren Struktur der Schichten, die diese Erscheinungsform tragen. Er deutet sie als „die Schnittgeraden zwischen Schichtfläche einerseits und einer Schar von Unstetigkeitsflächen andererseits. Die Unstetigkeitsflächen durchsetzen unter örtlich verschiedenem Winkel und Abständen die Gesteinsplatten. Sie lassen sich im Querbruch an den feinen Rissen und Spältchen feststellen, welche den Unstetigkeitsflächen entsprechen."

Auch Schad fällt die Richtungsbeständigkeit der Lösungsrippeln auf, und er beobachtet in dem pfälzisch-saarländischen Wellenkalk eine herrschende

O—W-Richtung. Auf Grund dieser Richtungskonstanz glaubt er die Unstetigkeitsflächen durch tektonische Vorgänge entstanden. Zum Teil glaubt er sie auch durch „Gleitvorgänge am Meeresboden" erklären zu können.

Ph. Schmitt (1935) kommt zu einer vollkommen anderen Deutung. Er erkennt, daß die Lösungsrippeln durch die innere Struktur bedingt sind. „Zwischen den Lösungsrippeln und den Primärklüften besteht ein Zusammenhang derart, daß die Primärklüfte die Voraussetzung für die Bildung der Lösungsrippeln sind." Die Entstehung der Primärklüfte führt er jedoch auf eine sehr frühzeitige Schrumpfung, verbunden mit Wasserabgabe zurück. Er gibt allerdings schon die eine große Schwierigkeit zu, die seiner Annahme grundsätzlich entgegensteht, nämlich das konstante Streichen der Lösungsrippeln nach den drei Hauptrichtungen. Bei Wasseraustritt und Austrocknen des Sediments (Schrumpfung) stellt sich in der Regel eine an keine Richtung gebundene Polygonalstruktur ein. Die Lösungsrippeln hingegen zeigen deutlich gerichteten Verlauf.

3. Vorkommen

In sämtlichen Gebieten Deutschlands, in denen Wellenkalk vorkommt, sei es in der Jenaer Gegend, um Halle oder in Westfalen, Lüneburg, Rüdersdorf oder Oberschlesien, überall kann man Lösungsrippeln beobachten. Auch bei der Untersuchung des süddeutschen Wellenkalks ergab sich, daß Lösungsrippeln ein nie fehlendes petrographisches Kennzeichen des Wellenkalks darstellen.

a) regionale Verbreitung

In der regionalen Verbreitung der Lösungsrippeln macht sich ein deutlicher Unterschied in den einzelnen Teilgebieten (Westrand des Thüringer Waldes, Meininger Becken, Mosbacher Becken, Nordostrand des Schwarzwaldes und pfälzisch-saarländischer Wellenkalk) bemerkbar. Man findet die Lösungsrippeln nicht überall gleich häufig und gut entwickelt. Am häufigsten treten sie im Beckeninnern auf, also in den Gebieten um Würzburg, Hammelburg, Meiningen, während nach den Beckenrändern zu schon ein leises Abklingen ihrer Häufigkeit festzustellen ist.

Am Nordostrand des Schwarzwaldes konnte ich infolge der spärlichen Aufschlüsse Lösungsrippeln nur auf Lesestücken beobachten. Die Handstücke entstammen einem Bahneinschnitt bei Ostelsheim und gehören dem Schaumkalkhorizont (σ) an. In der hier dolomitisch entwickelten Abteilung des Wellenkalks konnte ich Lösungsrippeln nicht feststellen. M. Schmidt (1907, S. 9) erwähnt aus dem Schwarzwaldgebiet einige Vorkommen von Lösungsrippeln und hat auch das Streichen eingemessen. Er schreibt: „So finden sich an einer Stelle (Sauwasen, östlich Musbach), schon fast 3 m über dem Röth, die Schichtflächen bedeckt mit feinen sehr gleichmäßigen Wellenfurchen (Streichen N 65° W)." Er erwähnt auch noch Lösungsrippeln in dem höheren Horizont der Deckplatten (letztes Glied der unteren Abteilung des Wellenkalks: ein sandiger, hell gelblichgrauer Dolomit). Es steht somit mit Sicherheit fest, daß Lösungsrippeln in diesem Gebiet vorkommen; eigenartig scheint mir das Auftreten der Lösungsrippeln nur wenige Meter über dem Röt.

Im pfälzisch-saarländischen Wellenkalk beobachtete schon E. Schumacher (1888) die Lösungsrippeln und erwähnt sie namentlich aus der Umgebung von Zabern.

Sehr eigentümlich ist, daß in dem Wellenkalkvorkommen von Bayreuth in den von mir besuchten Aufschlüssen auch im Schaumkalkhorizont (σ), der sich an anderen Orten durch das häufigste Auftreten von Lösungsrippeln auszeichnet, keine Lösungsrippeln vorfinden. Schon in den weit nördlicher gelegenen Aufschlüssen bei Kronach (am Kreuzberg, bei Zeyern, bei Dörfles) bemerkte ich das Fehlen der Lösungsrippeln. Zur Erklärung dieser Tatsache läßt sich nicht allein die Materialverschiedenheit gegenüber dem Beckeninnern heranziehen, denn in den nördlich von Bayreuth gelegenen Vorkommen zeigt sich noch keine sehr große Veränderung der Fazies.

b) im Profil

Verfolgt man das Auftreten der Lösungsrippeln im Profil, so lassen sich in den Teilgebieten gewisse Unterschiede feststellen.

Für das Würzburger und Meininger Gebiet kommen Lösungsrippeln von der Oolithbank bis zu den Orbicularisschichten vor. Ph. Schmitt (1935) beobachtete das tiefste Auftreten etwa 3,50 m über dem Grenzgelbkalk.

Schon im Mosbacher Becken treten sie erst in höheren Horizonten mit einer gewissen Regelmäßigkeit auf, während sie in den stratigraphisch tieferen Schichten nur selten festzustellen sind.

Am Nordostrand des Schwarzwaldes habe ich sie nur in der oberen Abteilung des Wellenkalks beobachtet. M. Schmidt (1907) führt auch ein Vorkommen 3 m über dem Röt an.

Schon P. Vollrath (1924, S. 263) fiel die verschiedene vertikale Verbreitung auf. Er sagt darüber: „In der Verbreitung dieser Erscheinung (Lösungsrippeln) tritt ein bemerkenswerter Gegensatz zwischen Nord und Süd auf. Während sie sich in der kalkigen Fazies des Nordens, abgesehen von den untersten Schichten, fast überall beobachten lassen, sind sie in der dolomitisch-mergeligen Fazies nur selten zu finden."

In dem pfälzisch-saarländischen Wellenkalk konnte ich die Lösungsrippeln nur im Bereich der Schaumkalkbänke (σ) beobachten.

Auch E. Schumacher (1888), der bei der Untersuchung des Wellenkalks in Deutsch-Lothringen in allen Horizonten Aufschlüsse beschreibt, bemerkt, daß die Lösungsrippeln nur auf den Schaumkalkhorizont (σ) beschränkt bleiben.

An Hand der Untersuchungen der Lösungsrippeln im ganzen süddeutschen Becken läßt sich zusammenhängend sagen, daß die Schichten zwischen und unter den Schaumkalkbänken (σ) einen Horizont darstellen, der fast überall Lösungsrippeln trägt. Aus den zugrunde liegenden Beobachtungen kann man weiter folgern, daß die Lösungsrippeln im Beckeninnern im gesamten Profil auftreten, nach den Rändern zu hingegen höhere Horizonte bevorzugen.

4. Beschreibung der Feintextur

Zur Untersuchung der Textur der Lösungsrippeln wurden Handstücke senkrecht zur Schichtfläche, ferner die Dach- und Sohlfläche angeschliffen. Vor der mikroskopischen Untersuchung wurden die Flächen mit Nelkenöl bestrichen, da hierbei die Primärklüfte deutlicher zum Vorschein kommen.

Gabelung der Primärklüfte

In den meisten Fällen ist der Verlauf der Primärklüfte sehr schön ersichtlich. An manchen Handstücken kann man sogar schon auf natürlichen Bruchflächen die Primärklüfte im Querschnitt als dunkle Linien erkennen. Man sieht ganz deutlich die Gabelung und Vereinigung einzelner Kapillarklüfte und deren Verlauf nach der Tiefe (vgl. die Abbildung bei Ph. Schmitt 1935, S. 342).

Ich konnte feststellen, daß die Klüfte die Schichten fast durchweg scharf durchsetzen. In den meisten Fällen ist in der Nähe der Dach- und Sohlfläche eine Gabelung wahrnehmbar, während sie in der Schichtmitte meist ungegabelt durchgehen. Es kommt an den Rändern zu keiner stärkeren Verästelung, sondern die Kluft teilt sich in zwei höchstens drei Teilklüfte. Wie leicht verständlich, spielt die Schichtmächtigkeit eine gewisse Rolle. Die dünneren Schichten (ungefähr 2 mm) zeigen fast durchweg die von der Dach- zur Sohlfläche ungegabelt verlaufenden Klüfte. Nur zuweilen tritt eine Gabelung ein. Die mächtigeren Schichten lassen häufiger an der Dach- und Sohlfläche die Gabelung erkennen.

Die Verästelung der Primärklüfte nach der Mitte einer Schicht und Auflösung bis zur Gittertextur (vgl. Ph. Schmitt 1935, S. 342) konnte ich nicht eindeutig feststellen.

Eine Art Gittertextur konnte ich zwar an mehreren Handstücken beobachten; jedoch erstreckte sie sich nicht nur auf die Schichtmitte, sondern zog sich über den ganzen Querschnitt hin von der Dach- bis zur Sohlfläche. Ich hatte nicht den Eindruck, als ob diese Gittertextur mit den Primärklüften in Zusammenhang stünde, sondern glaube vielmehr, daß es sich um zwei voneinander getrennte Erscheinungen handelt.

Lösungsrippeln und Schichtfugen

Schon makroskopisch läßt sich beobachten, daß auch die dünnsten Schichten Lösungsrippeln tragen können, deren Achsen verschiedene Richtungen aufweisen (Abb. 22). Besondere Erwähnung verdient auch ein Handstück von nur 2 mm Mächtigkeit, das aus zwei Lagen besteht, die durch eine Schichtfuge voneinander getrennt sind. Die Lösungsrippeln der beiden Lagen weichen trotz der geringen Mächtigkeit in ihrer Richtung um 25° ab. Wie der Anschliff zeigt, setzen die Primärklüfte der beiden Lagen deutlich an der Schichtfuge ab.

Im Querschnitt läßt sich deutlich nachweisen, daß die Lösungsrippeln an den Schichtfugen absetzen. Sie gehen bis zur Dach- und Sohlfläche jeder Schicht, hören dann aber auf, setzen also nicht durch die Tonbestege durch, welche die Schichten trennen.

5. Abhängigkeit vom Stoff

Verhalten zu Geröllen

Wo in Bänken mit Primärklüften Gerölle vorkommen, zeigt sich immer, daß die Primärklüfte niemals durch das Geröll hindurchgehen, sondern immer daran abstoßen, während rechts und links davon die Primärklüfte unbeeinflußt geradlinig das Sediment durchsetzen. In allen beobachteten Fällen hatten die Gerölle eine andere stoffliche Zusammensetzung als das sie umgebende Sediment.

Verhalten zu Fossilien

Sowohl im rohen Handstück wie auch im Anschliff ist klar ersichtlich, daß die Lösungsrippeln auch an den Fossilien, z. B. Dentalien und Myophorien, abstoßen. Die Dentalien sind in den meisten Fällen in Form eines Steinkernes erhalten, der von einer Randzone umgeben ist, die vielleicht der aufgelösten Schale entspricht. Die Lösungsrippeln reichen nicht bis an den

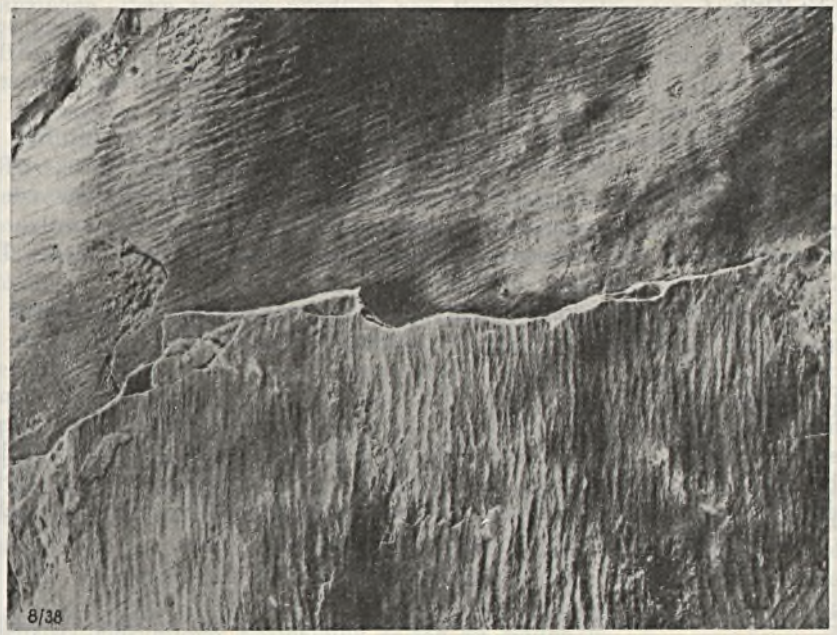


Abb. 22.
Starker Wechsel der Streichrichtung der Lösungsrippeln in zwei übereinander liegenden Schichten. Die Mächtigkeit der oberen Schicht (im Bild unten) beträgt 1,5 mm. Dreißigacker (Blatt Meiningen). 2:1. Verf. phot.

Steinkern, sondern stoßen schon an der äußeren Zone ab; die Schale wirkte also gleichsam wie ein Panzer und schützte den Steinkern vor den Zerbrechungen.

Eine weitere Bestätigung dieser Tatsache läßt sich bei dem Verhalten gegenüber den Rhizokorallien beobachten. Die Ausfüllungen der Wohnbauten der Rhizokorallien, die ja mit den Steinkernen der Fossilien verglichen werden können, sind frei von Lösungsrippeln, während das umgebende Sediment die Primärklüfte trägt. Häufig gelingt es, diese Rhizokorallien aus dem Schichtverband abzulösen; es zeigt sich dann, daß im Liegenden der Wohnbauten die Lösungsrippeln ungehindert durchgehen.

Es ist somit ein wichtiges Merkmal der Lösungsrippeln, daß sie an Fremdkörpern, seien es Gerölle, Fossilien, Ausfüllungen von Wurmgängen oder anderen Wohnbauten scharf absetzen.

Das Abstoßen der Lösungsrippeln an diesen Fremdkörpern hat seine Ursache in der Materialverschiedenheit und damit anderen physikalischen Beschaffenheit dieser Körper. Die Primärklüfte zeigen eine äußerst große Empfindlichkeit gegen jeden Wechsel des Sediments.

Auch in der Beschränkung der Lösungsrippeln auf gewisse Bänke des Wellenkalks spiegelt sich die Abhängigkeit der Lösungsrippeln von der Materialverschiedenheit wieder. So fehlt in den dolomitischen Lagen, dem Blaukalk und den kristallinen Bänken jede Spur von Lösungsrippeln. Sie treten nur in den tonig-mergeligen und den wenig aufgearbeiteten Sedimenten auf. Manche Flaserkalke tragen noch Lösungsrippeln; gröbere Flaserkalke und Wulstkalke, deren Ausgangsmaterial schon weitgehend umgearbeitet ist, zeigen sie jedoch nicht.

6. Abhängigkeit von der Mächtigkeit

Zwischen der Dicke der Schicht und der Häufigkeit der Lösungsrippeln besteht ein Zusammenhang, derart, daß die dünnen Platten die Lösungsrippeln in sehr enger Aufeinanderfolge aufweisen (bis 300 auf 10 cm), während die dickeren Platten weniger Lösungsrippeln pro Flächeneinheit tragen. Im Unteren Wellenkalk treten die Lösungsrippeln spärlich auf, schon über der Terebratelbank (τ) werden sie zahlreicher, während sie in der Region der Schaumkalkbänke (σ) ihre schönste und stärkste Ausbildung erlangen. Vergleicht man damit die Dicke der Schichten, so kann man erkennen, daß im Unteren Wellenkalk vorherrschend dicke Bänke vertreten sind, während die Lagen in der Schaumkalkregion (σ) am dünnsten sind.

Dieser Zusammenhang wurde auch schon von Schad (1933, S. 1—2) bemerkt. „Sie (die Unstetigkeitsflächen) scheinen in gewissem Maße von der Dicke der betreffenden Platten abzuhängen, indem sie bei dünnen Platten einander anscheinend näher liegen als bei dickeren."

Die Tatsache, daß in der Rheinpfalz die Lösungsrippeln trotz des sandigen und somit grobkörnigen Sediments in der feinen und dicht nebeneinander verlaufenden Form auftreten (bis 170 auf 10 cm), läßt sich zum Teil vielleicht dadurch erklären, daß die Lösungsrippeln tragenden Schichten eine geringere Mächtigkeit besitzen.

7. Entstehung

a) Zeit der Entstehung

Mehrere Beobachtungen ermöglichen eine genaue Feststellung der Bildungszeit. Das Sediment war nicht mehr im weichen, schlammigen Zustand, sondern besaß schon eine mäßige Festigkeit, die so groß war, daß die aufreißenden Klüfte erhalten blieben. Viele Primärerscheinungen des Wellenkalks weisen ja darauf hin, daß das Sediment sich rasch und sehr frühzeitig verfestigte. Man kann annehmen, daß die Verfestigung kurz nach der Sedimentation einsetzte und schon ein gewisser Verfestigungsgrad erreicht war, ehe sich die Primärklüfte gebildet haben. Daß aber die Verfestigung des Sediments noch lange nicht vollendet war und deshalb die Lösungsrippeln sehr frühzeitig entstanden sein müssen, das beweisen folgende Beobachtungen.

Beeinflußung durch Fließ- und Gleitbewegung

Stellenweise kann man beobachten, daß die Lösungsrippeln auf der Schichtfläche nicht den normalen, geradlinigen Verlauf aufweisen, sondern starke, bisweilen wellenförmige Verbiegungen zeigen (Abb. 23), die auf Fließbewegungen des plastischen Sediments zurückzuführen sind. Der Querschnitt zeigt, daß diese Abgleitungen erst nach der Bildung der Primärklüfte erfolgt sein können, weil nämlich die Primärklüfte gleichsam durch die Fließbewegung umgelegt und nach der Tiefe schief gestellt wurden.

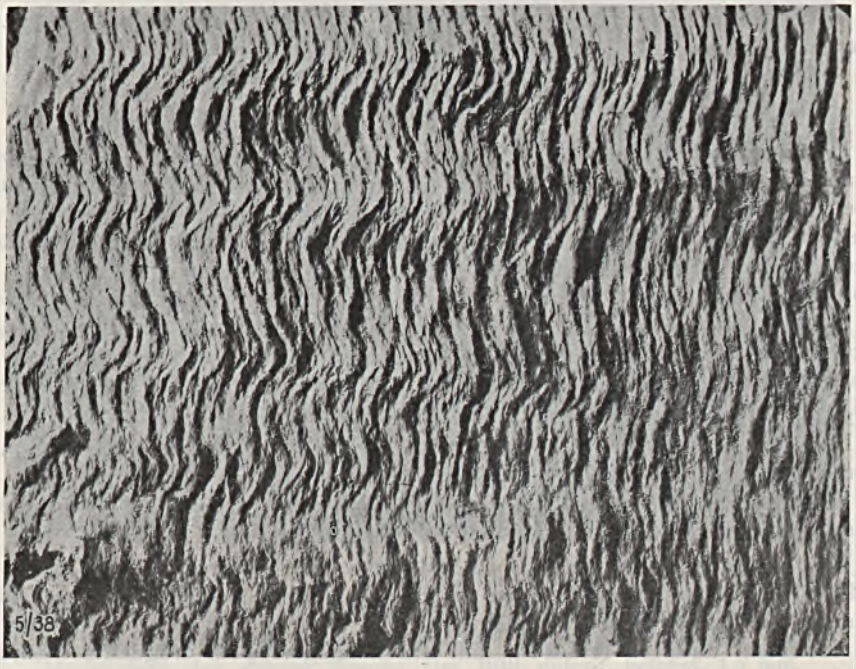


Abb. 23.
Lösungsrippeln, die durch Fließbewegung von ihrem geradlinigen Verlauf abgelenkt sind. Beweis für sehr frühzeitige Entstehung. Neckarelz. Nat. Gr. Dr. Trusheim phot.

Vorkommen von Lösungsrippeln auf Geröllen

Für die Frage der Entstehungszeit der Lösungsrippeln hat eine weitere Beobachtung besondere Bedeutung, nämlich das Vorkommen von Lösungsrippeln auf fertigen Geröllen in einer Konglomeratbank.

Schon mit dem bloßen Auge sind die feinen Runzeln auf den Geröllen wahrnehmbar, und der Anschliff hat durch das Vorhandensein der Primärklüfte die Echtheit der Lösungsrippeln festgestellt. Daß es sich um echte Gerölle handelt, wird auch dadurch bewiesen, daß die Lösungsrippeln auf den verschiedenen Geröllen in verschiedener Richtung verlaufen. Diese Beobachtungen lassen nur die eine Deutung zu, daß die Gerölle aus der Auf-

arbeitung einer Schicht hervorgegangen sind, auf der schon echte Lösungsrippeln ausgebildet waren, daß also die Primärklüfte schon recht bald nach Ablagerung des Sediments aufgerissen sein müssen.

Altersbeziehung zu anderen Kluftsystemen

Auch die Altersbeziehungen zu anderen (tektonischen) Kluftsystemen bestätigen die frühzeitige Entstehung der Lösungsrippeln. Häufig werden die Lösungsrippeln von anderen Kluftsystemen, namentlich sehr feinen scharfen

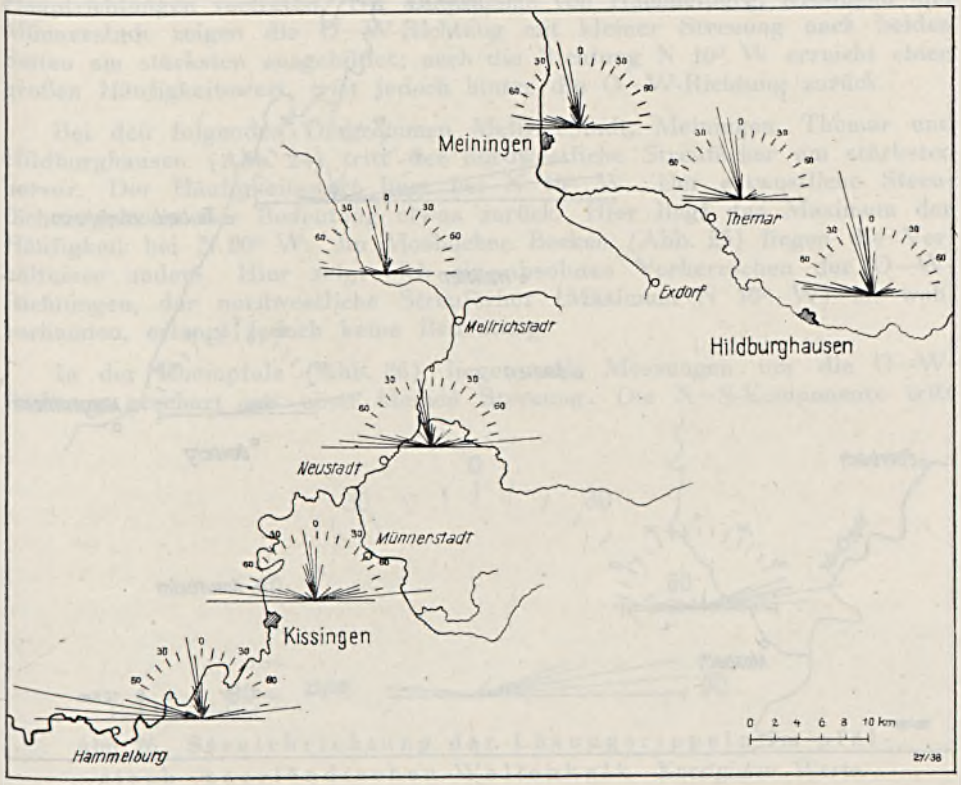


Abb. 24. Streichrichtung der Lösungsrippeln im Meininger Becken. Die Länge des Striches gibt die Zahl der Messungen wieder. Korrigierte Werte.

Klüften, die Ph. Schmitt (1935, S. 350) als Haarklüfte bezeichnet, geschnitten. Schon Ph. Schmitt schloß daraus, daß die Lösungsrippeln früher entstanden sind als diese Haarklüfte.

b) Streichrichtung

Von grundlegender Bedeutung für die Lösung des Problems ist der gerichtete Verlauf der Lösungsrippeln. Die Gesetzmäßigkeit der Streichrichtung bietet eine Möglichkeit, der Deutung dieser Erscheinungsform näher

zu kommen. Wie schon erwähnt, fand Ph. Schmitt (1935) in dem von ihm untersuchten Gebiet bestimmte Gesetzmäßigkeiten im Verlauf der Streichrichtung, jedoch konnte er in diesem kleinen Gebiet zu keiner eindeutigen Klärung kommen. Es ergab sich ganz zwangsläufig die Aufgabe, dieser Erscheinungsform über größere Gebiete nachzugehen. Es war ein wesentliches Ziel meiner Arbeit, den Verlauf der Lösungsrippeln im ganzen süddeutschen Wellenkalkbecken regional statistisch zu verfolgen, um daraus Rückschlüsse

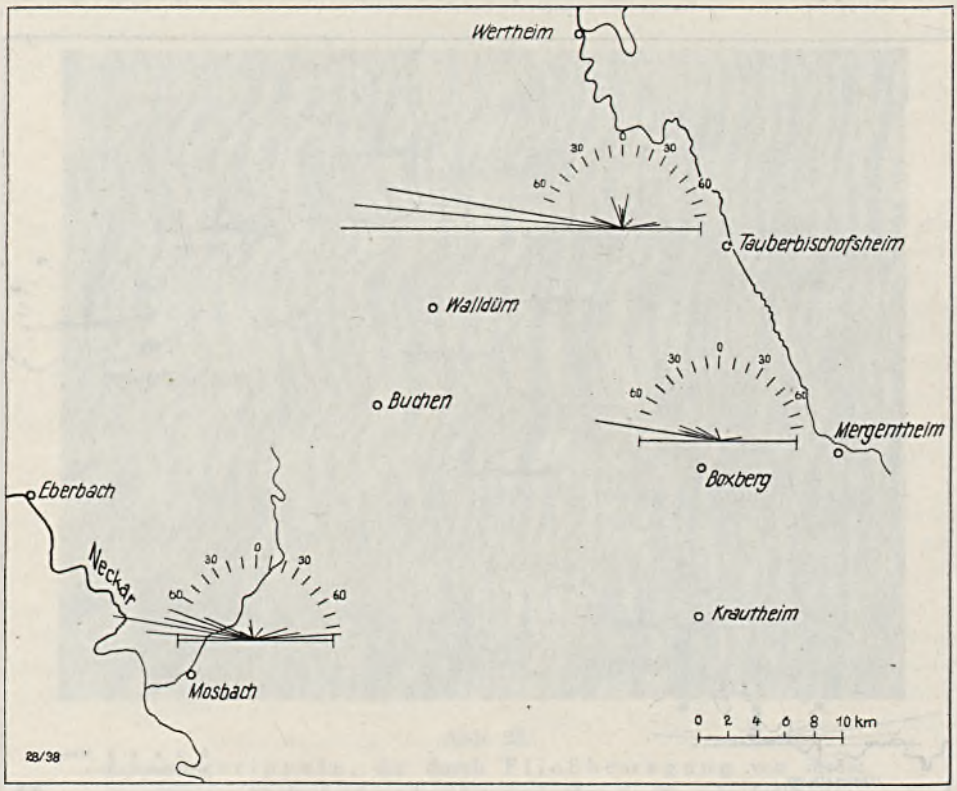


Abb. 25. Streichrichtung der Lösungsrippeln im Mosbacher Becken. Korrigierte Werte.

auf ihre Entstehung zu ziehen und die Kräfte, die die Richtungskonstanz verursachen, zu erkennen.

Es wurden im ganzen Gebiet etwa 4000 Messungen vorgenommen. Um Klarheit über die vorherrschenden Richtungen zu bekommen, habe ich zunächst die Messungen der einzelnen Gebiete zusammengefaßt und in Form von Diagrammen dargestellt (Abb. 24, 25).

Sehr auffallend ist hierbei die starke Richtungskonstanz im ganzen süddeutschen Becken. Es treten in den Teilgebieten drei Hauptrichtungen auf.

Diese sind N 10—15° W mit einer Streuung von N 20° W bis N—S, seltener auch N 10° O. Als zweite Hauptrichtung N 80° W mit einer Streuung von ± 10° und als dritte vorherrschende Richtung N 80° O.

Diese drei Hauptrichtungen sind in den einzelnen Gebieten nicht in gleicher Häufigkeit vertreten. Gewisse Richtungen herrschen in gewissen Gebieten vor. Es sind auch nicht immer alle drei Richtungen ausgebildet.

In dem Gebiet von Meiningen bis Hammelburg (Abb. 24) sind alle drei Hauptrichtungen vertreten. Die Diagramme von Hammelburg, Kissingen und Münnerstadt zeigen die O—W-Richtung mit kleiner Streuung nach beiden Seiten am stärksten ausgebildet; auch die Richtung N 10° W erreicht einen großen Häufigkeitswert, tritt jedoch hinter die O—W-Richtung zurück.

Bei den folgenden Diagrammen Mellrichstadt, Meiningen, Themar und Hildburghausen (Abb. 24) tritt der nordwestliche Streufächer am stärksten hervor. Der Häufigkeitswert liegt bei N 15° W. Der ostwestliche Streufächer geht in der Bedeutung etwas zurück. Hier liegt das Maximum der Häufigkeit bei N 80° W. Im Mosbacher Becken (Abb. 25) liegen die Verhältnisse anders. Hier zeigt sich ein absolutes Vorherrschen der O—W-Richtungen, der nordwestliche Streufächer (Maximum N 10° W) ist wohl vorhanden, erlangt jedoch keine Bedeutung.

In der Rheinpfalz (Abb. 26) liegen alle Messungen um die O—W-Richtung geschart mit einer kleinen Streuung. Die N—S-Komponente tritt

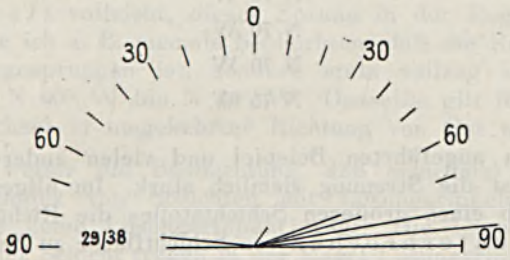


Abb. 26. Streichrichtung der Lösungsrippeln im pfälzisch-saarländischen Wellenkalk. Korrigierte Werte.

vollkommen zurück. Ich konnte nur dreimal die N—S-Richtung einmessen und auch Schad (1933, S. 3 u. 4) erwähnt nur eine Messung in der N—S-Richtung, während alle seine anderen Beobachtungen die O—W-Richtung aufweisen.

c) Beobachtungen, die sich beim Einmessen der Streichrichtungen ergaben

Beim Einmessen der Lösungsrippeln zeigt sich, daß ihre Richtung im Profil in einem größeren Schichtkomplex stark wechselt. In manchen Gebieten herrscht die N—W-Richtung in einem größeren Schichtstoß, manch-

mal bis zu einer Mächtigkeit von 1 m fast allein vor, während die O—W-Richtung nur vereinzelt dazwischen auftritt. Ich möchte dazu einige gemessene Werte geben.

Die folgende Meßreihe entstammt einem Aufschluß im Mausgrund zwischen Bonnland und Hundsbach (Blatt Hammelburg-Süd) in Schichten über der 1. Schaumkalkbank (σ).

N 80 W
O — W
N 70 W
N 70 W
N 80 W
N 80 W
N 85 W
N 20 O

N — S
N — S
N 80 W
N 80 W
N 60 O

N 70 W
N 70 W
N 70 W
N 75 W

Wie aus dem angeführten Beispiel und vielen anderen Beobachtungen klar hervorgeht, ist die Streuung ziemlich stark. Im allgemeinen zeigt sich, daß sich innerhalb eines größeren Schichtstoßes die Richtung der Lösungsrippeln nicht ununterbrochen von Schichtfläche zu Schichtfläche ändert. Vielmehr beobachtet man, daß eine bestimmte Streichrichtung mit einer geringen Streuung durch einen dickeren Schichtstoß hindurchgeht. Es folgt dann eine sprunghafte Richtungsänderung, und die neue Richtung hält wieder durch mehrere Bänke hindurch gleichmäßig an. Dazu möchte ich einige Meßreihen anführen. In einem Aufschluß von Dreißigacker (Blatt Meiningen) wurde über der 1. Schaumkalkbank (σ) folgende Aufeinanderfolge gemessen:

N 80 W
N 85 W } 3 cm mächtig

N 5 W
N 10 W
N 5 W
N 5 W
N 5 W } 10 cm mächtig

Eine andere Meßreihe wurde bei Reurieth bei Themar über der 1. Schaumkalkbank (σ) aufgenommen.

N — S
N 10 W
N 10 W
N 5 W
N 5 W
N 5 W
N 85 W
N 80 W
N 75 W
O — W
N 10 W
N 10 W
N 5 W
N — S
N 60 O

Bemerkenswert scheint mir die Tatsache, daß in allen den Fällen, wo sich die Richtungsänderung aus der NW- in die NO-Richtung (oder umgekehrt) sprunghaft vollzieht, dieser Sprung in der Regel mehr als 90° ausmacht. So konnte ich z. B. niemals beobachten, daß die Richtung N 10° W auf N 20° O übergesprungen ist, sondern stets vollzog sich der Sprung von N 10° W nach N 60° W bis N 80° W. Dasselbe gilt für einen sprunghaften Richtungswechsel in umgekehrter Richtung von Ost nach West.

Auffallend ist weiter die Beobachtung, daß manchmal zwischen einem größeren Schichtkomplex von Schichten mit Lösungsrippeln plötzlich eine Schicht auftritt, die keine Lösungsrippeln trägt. Die Lagen im Liegenden und im Hangenden der Schicht tragen in der Regel Lösungsrippeln mit gleicher Richtung (Ausnahmen kommen vor).

Ganz vereinzelt und nur nach langem Suchen konnte ich Handstücke finden, bei denen auf ein und derselben Schichtfläche zwei Systeme von Lösungsrippeln vorkommen (Abb. 27). Dabei nehmen diese beiden gekreuzten Systeme immer nur einen verhältnismäßig kleinen Raum der Schichtfläche ein. Die beiden Lösungsrippelnsysteme kreuzen sich, soweit meine Beobachtungen reichen, immer unter spitzem Winkel, sie stehen nie senkrecht aufeinander. Im Querschliff sieht man deutlich die zu jedem der beiden Systeme gehörigen Primärklüfte.

d) Beziehung zum Rahmen des Sedimentationsraumes

Bringt man die Richtungen der Primärklüfte in Beziehung zu den Grenzen des Wellenkalkmeeres (paläogeographische Rekonstruktion von G. Wagner 1931, S. 398), so läßt sich eine gewisse Abhängigkeit von dem Rahmen des

Wellenkalkbeckens feststellen (Abb. 28). Die Abhängigkeit zeigt sich darin, daß die Richtungen der Primärklüfte, die parallel zur Küste oder zu untermeerischen Barren laufen, fast vollkommen verschwinden gegenüber den senkrecht dazu gerichteten Primärklüften.

In dem pfälzisch-saarländischen Wellenkalkgebiet kann man diese Erscheinung besonders eindeutig beobachten. Die Küste zieht hier im französischen Grenzgebiet in nordöstlicher Richtung. Die N—S verlaufenden Lösungsrippeln fehlen in der Pfalz nahezu vollkommen. Ausgenommen von drei Messungen konnte diese Richtung nie beobachtet werden. Nur die O—W-Richtung tritt beherrschend auf.



Abb. 27.
Zwei sich kreuzende Systeme von Lösungsrippeln auf einer Schichtfläche. Dreißigacker (Blatt Meiningen). 4,5:1. Dr. Trusheim phot.

Eine Beeinflussung der Richtungen der Primärklüfte macht sich auch im Innern des Beckens, im Bereich der Tauberbarre, bemerkbar. Auch hier scheint sich das Relief des Meeresbodens in den Richtungen der Lösungsrippeln widerzuspiegeln. Die Tauberbarre erstreckt sich als untermeerische Schwelle von Süd nach Nord, und der Wert N—S tritt in den Diagrammen von Tauberbischofsheim, Mergentheim und selbst bei dem schon weiter entfernt liegenden Diagramm von Mosbach nur in schwacher Ausbildung auf. Hingegen herrscht die O—W-Richtung, also die senkrecht zur Schwelle verlaufende, als Hauptrichtung vor.

Bringt man nun die Hauptrichtungen in Beziehung zu den Mächtigkeitskurven des Wellenkalkmeeres (Abb. 21), so läßt sich hier eine sehr wichtige Feststellung machen, die vielleicht einen Schritt in der Klärung der Frage nach der Entstehung der Lösungsrippeln weiter führen könnte.

Es besteht eine eigenartige Beziehung zwischen dieser Hauptrichtung und der Richtung, in der die Mächtigkeit der Wellenkalksedimente zunimmt. Im allgemeinen laufen die beiden Richtungen parallel zueinander (Abb. 28).

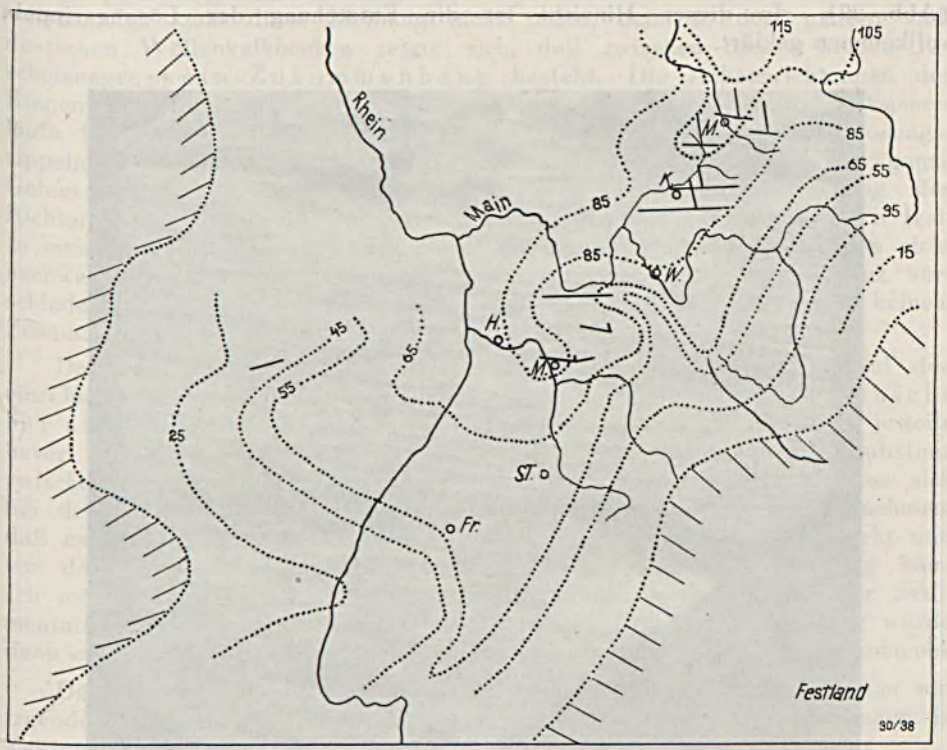


Abb. 28. Streichrichtung der Lösungsrippeln in ihrer Beziehung zu der Paläogeographie des Wellenkalkmeeres. Punktiert: Linien gleicher Mächtigkeit in Metern.

Das Anschwellen der Mächtigkeit bedeutet eine vermehrte Senkung des Meeresbodens. Es scheint also eine geometrische Beziehung zwischen der Richtung der Primärklüfte und der Art der Einmuldung des Meeresbodens zu bestehen.

e) Deutung

Künstliche Herstellung der Lösungsrippeln

In der Natur erscheinen die Lösungsrippeln durch Lösungen, die auf den Schichtflächen zirkulieren und dabei die stärker widerstandsfähigen Kalzitbestege der Primärklüfte als Erhöhungen herauspräparieren.

Dieser Vorgang läßt sich auch künstlich durch Ätzen mit Essigsäure nachahmen (vgl. Ph. Schmitt 1935, S. 345).

Handstücke von Schichten mit Lösungsrippeln wurden parallel und senkrecht zur Schichtfläche angeschliffen und dann in verdünnte Essigsäure gelegt. Nach einigen Stunden kamen die Lösungsrippeln auf den angeschliffenen Flächen wieder in ihrer typischen Form zum Vorschein. Man kann dabei beobachten, daß die Klüfte und ihre vielfachen Verästelungen jeweils mit einer Erhöhung der Dachfläche (Lösungsrippeln) übereinstimmen (Abb. 29). In dieser Hinsicht ist die Entstehung der Lösungsrippeln vollkommen geklärt.

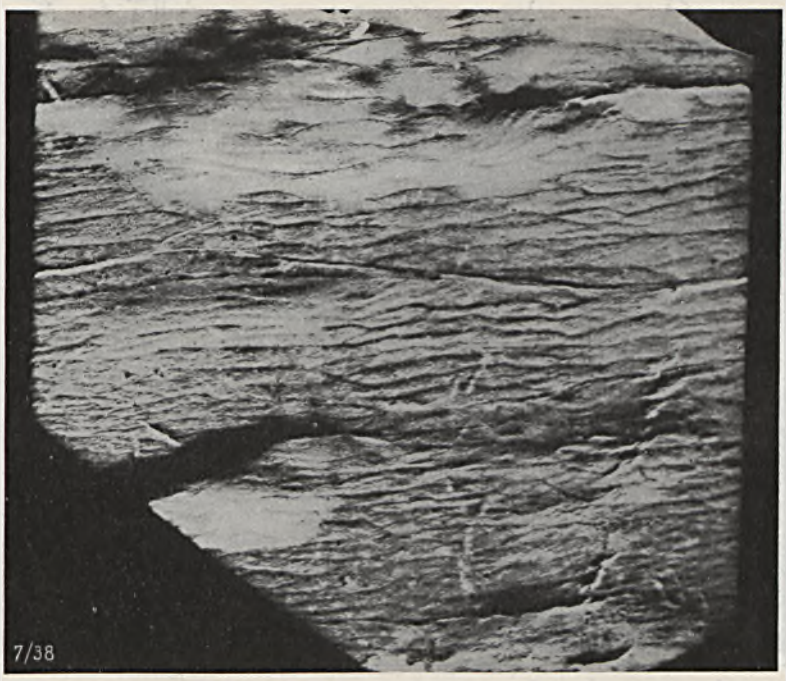


Abb. 29.
Lösungsrippeln auf künstlichem Wege hergestellt durch Anätzen mit Essigsäure. 3,5:1. Dr. Trusheim phot.

Es bleiben bei den Lösungsrippeln noch zwei weitere Grundfragen zu klären.

a) Wie sind die Primärklüfte entstanden?
b) Wie erklären sich die konstanten Richtungen der Klüfte?

Die Richtungsbeständigkeit schließt meiner Meinung nach die Annahme aus, daß die Primärklüfte durch Schwundbildung entstanden sind, eine Annahme, die Ph. Schmitt (1935) mit Vorbehalt gemacht hat.

Auch spätere tektonische Vorgänge können nicht die Ursache sein, denn dann müßten mehrere Schichten gleichzeitig von dem Impuls erfaßt sein, und die Lösungsrippeln müßten in dem ganzen Schichtstoß annähernd

die gleiche Streichrichtung aufweisen. Auch andere Beobachtungen (Abstoßen an Fossilien, Fremdkörper usw.) schließen die Möglichkeit einer solchen Entstehung aus.

Ph. Schmitt (1935) hat die Richtungen der Lösungsrippeln auch mit anderen Erscheinungen in Beziehung zu bringen versucht. Er spricht die Vermutung aus, daß die Richtungskonstanz der Lösungsrippeln durch Strömung verursacht sei. Er kommt zu dieser Annahme, da in seinem Arbeitsgebiet die Hauptrichtungen der Lösungsrippeln und der Rinnen gleiche Werte aufweisen. Ich kann diese Meinung nicht teilen, denn in dem ganzen süddeutschen Wellenkalkbecken zeigte sich, daß zwischen diesen beiden Erscheinungen kein Zusammenhang besteht. Die Achsenrichtungen der Rinnen zeigen eine sehr starke Streuung, die auf ein Mäandrieren der Wasserläufe hinweist. Die Rinnen können also keinen Einfluß auf die Lösungsrippeln haben, die eine Konstanz bestimmter Richtungen für das ganze Gebiet aufweisen. Ph. Schmitt stellte auch eine Übereinstimmung der Richtung der Lösungsrippeln mit den Richtungen der Großrippeln fest. In meinem Gebiet ließ sich auch diese Übereinstimmung der Richtungen nicht nachweisen. Beide Erscheinungen weisen auf größerem Gebiet ganz verschiedene Richtungen auf. Sie stehen meiner Meinung nach genetisch in keinem Zusammenhang.

Der häufige Wechsel der Streichrichtung der Lösungsrippeln auf den einzelnen Schichten führt zwangsläufig zu der Annahme, daß jede Schicht für sich ihre Primärklüfte aufgeprägt bekam und zwar jeweils bevor die darüberliegende zur Ablagerung kam. Die trennende Substanz zwischen den Kalkschichten bilden Tonbestege. Vorausgesetzt, daß es sich bei der Tonlage um ein primäres Sediment handelt, kann man annehmen, daß es nach Ablagerung der die Lösungsrippeln tragenden Kalkschicht und vor dem Absatz der Tonlage zu einer Sedimentationsunterbrechung kam. Ich möchte annehmen, daß sich die Primärklüfte in der Zeit dieser Sedimentationsunterbrechung gebildet haben. In der Repetitionsschichtung würde dann eine vielfache Wiederholung derselben Vorgänge zum Ausdruck kommen.

Das Fehlen der Lösungsrippeln auf manchen Schichten könnte man mit irgendeiner Änderung der zur Anlage der Klüfte nötigen Bedingungen in Zusammenhang bringen.

Was den Mechanismus der Kluftbildung anbelangt, so scheint er meiner Meinung nach in irgendeiner Beziehung zu stehen zu den Sedimentationsvorgängen und der damit zusammenhängenden Einmuldung und Absenkung des Wellenkalkbeckens. Die Sedimente des Wellenkalks weisen alle darauf hin, daß sie in einem sehr flachen Meer (0—20 m Tiefe) zur Ablagerung kamen; sie sind alle Seichtwasserbildungen. Diese Annahme scheint mit der Mächtigkeit der Schichtenfolge in Widerspruch zu stehen. Man kann diesen Widerspruch nur dadurch lösen, daß man annimmt, daß sich der Boden des Wellenkalkmeeres in langsamer dauernder Senkung befand. Jede Schicht kam am Boden des flachen Meeres zur Ablagerung und wurde dann im Verlauf der fortdauernden Sedimentation nach unten durchgebogen. Hierbei erlitt sie eine Dehnung oder Zerrung, denn im durchgebogenen Zustand nimmt sie einen größeren Raum ein. Nun lagen die Schichten zu der Zeit, als die Primärklüfte in ihnen aufrissen, zuoberst und konnten von einer stärkeren Durchbiegung noch nicht betroffen sein. Gewisse Anfänge der

Durchbiegung müssen sich aber schon während und nach Ablagerung der obersten Schicht gezeigt haben. Das noch plastische Material wird auch die noch so geringen Bewegungen feinfühliger aufgezeigt haben als das verfestigte Gestein.

Man kann das Wellenkalkbecken mechanisch mit einer nach unten durchgebogenen Beule (im Sinne von Cloos) vergleichen. Auch hier scheint der Bewegungsimpuls in der obersten Schicht am stärksten gewesen zu sein. Die noch so geringe Dehnung der oberen Schichten konnte sich in einem Aufreißen von Klüften geäußert haben; es kam zur Bildung der „Primärklüfte". Daß diese Klüfte als Dehnungsklüfte angesehen werden dürfen, geht daraus hervor, daß die Klüfte offen, also echte Spalten waren, deren Hohlräume durch Kalkspat ausgefüllt wurden. Die stärkste Durchbiegung erfolgte in der Beckenmitte, wo auch der Senkungsbetrag am größten ist. Hier sind die Lösungsrippeln auch am besten entwickelt und haben im Wellenkalkprofil die größte Verbreitung.

An den Rändern des Wellenkalkbeckens ist wohl eine geringere Durchbiegung, Zerrung, anzunehmen, und demgemäß sehen wir die Lösungsrippeln weniger häufig auftreten. Es ist möglich, daß an den Rändern auch die veränderte Beschaffenheit des Materials an der Seltenheit der Lösungsrippeln mit schuld ist. Die Lösungsrippeln scheinen also frühtektonisch angelegte Klüfte zu sein, die mit den großen epirogenen Verbiegungen in Zusammenhang stehen. Die Lösungsrippeln sind der Ausdruck einer epirogenen Embryonaltektonik.

Lotze hat schon 1933 die Entstehung gewisser Klüfte auf Durchbiegungsvorgänge zurückgeführt. Er schreibt dazu folgendes: „Die sehr frühzeitige, vororogene und bei geringer Sedimentbedeckung erfolgte Bildung der Klüfte wäre durch die Annahme zu erklären, daß schon die einfachen epirogenen und die etwas gesteigerten epirogen-synorogenen großwelligen Verbiegungen infolge radialer Bewegungen, Hebungen und Senkungen von Krustenteilen zur Kluftbildung oder doch wenigstens zur Kluftanlage als einer Art Spaltbarkeit Anlaß geben, die durch nachfolgende Vorgänge weiter betont werden mag."

Cloos hat den Vorgang der Beulung und der damit zusammenhängenden Kluftbildung experimentell verfolgt und hat sich auch eingehend darüber in seinem neuen Lehrbuch (1936, S. 277) geäußert. Bei den Experimenten hat sich grundsätzlich herausgestellt, daß bei zentrischen Senkungen sowohl konzentrische wie radiale Brüche auftreten können. Bei den Versuchen überwiegen die konzentrischen Brüche über die radialen.

Im großen entspricht der Sedimentationsraum des süddeutschen Wellenkalks einem vorherrschend in N—S-Richtung gestreckten Längsbecken. Wenn wir die Richtungen der Lösungsrippeln in Beziehung bringen zur Umgrenzung des süddeutschen Wellenkalkbeckens, so zeigt sich, daß im allgemeinen am Rand und an der Tauberbarre mehr die radialen Brüche vorherrschen, im Beckeninnern dagegen radiale und konzentrische Brüche.

Es ist allerdings auffallend im Vergleich mit den Versuchen von Cloos, daß am Rand des Beckens die konzentrischen Brüche stark zurücktreten oder fehlen.

B. Schräg- und Sigmoidalklüftung

1. Definition

Eine für den Wellenkalk sehr bezeichnende Erscheinung ist die Sigmoidalklüftung. Man versteht darunter eine quere oder schräg gestellte, S- oder zickzackförmige feine Klüftung, die quer zur Schichtung verläuft und das von ihr betroffene Schichtpaket in feine Platten aufteilt. Um Mißverständnisse zu vermeiden, möchte ich zwischen „Schrägklüftung" und „Sigmoidalklüftung" unterscheiden. Der Unterschied bezieht sich lediglich auf den äußeren Habitus, genetisch sind beide Erscheinungsformen auf die gleichen Vorgänge zurückzuführen. Die Schräg- und Sigmoidalklüftung stand schon früher oft zur Diskussion. W. Frantzen (1893) bezeichnet sie mit dem Namen „schräge Zerklüftung", R. Wagner (1897, S. 19) spricht von „Querplattung", und O. M. Reis (1910) gibt ihr die Benennung „Sigmoidalklüftung", die später von F. Lotze (1932) und Ph. Schmitt (1935) beibehalten wurde.

2. Bisherige Ansichten

W. Frantzen (1893) führt die Schräg- und Sigmoidalklüftung auf eine Diagonalstruktur (Schrägschichtung) zurück. Das Sediment stehe unter gewissen Spannungen; bei der Verfestigung kommt es zu einer Auslösung dieser Spannungen und somit zum Aufreißen der Klüfte, die sich an die durch die Diagonalstruktur vorgezeichneten Bahnen anlehnt. Die sehr steil gestellten Klüfte sind seiner Ansicht nach Trocknungsrisse.

R. Wagner (1897, S. 20) glaubt diese Erscheinungen durch Gebirgsdruck entstanden lange nach der Verfestigung des Gesteins.

O. M. Reis (1910, S. 94) vertritt eine ganz andere Auffassung. Er weist nach, daß die Schräg- und Sigmoidalklüftung mit Diagonalschichtung in gar keiner Beziehung steht. Er lehnt auch den Zusammenhang zwischen Sigmoidalklüftung und tektonischen Vorgängen ab. Er führt die sigmoidale Zerklüftung auf „Durchsinterungsvorgänge" zurück, die quer zur Schichtung erfolgten und zwar in sehr früher Zeit. Die Entstehung der Klüfte verlegt er in die Zeit nach der Durchsinterung. Er nimmt an, daß durch die Durchsinterung in einer Schicht „Spannungen und Festigkeitsdifferenzen entstehen können" (S. 101), daß an diesen Stellen eine Kohäsionsänderung eintritt und es schließlich zum Aufreißen von Klüften kommt. Die Krümmungen der Sigmoidalklüftung glaubt er durch Verzögerung oder durch ein stärkeres Vordringen der Lösungen entstanden.

Nach F. Lotze (1932) sind die Klüfte entstanden, noch ehe das Sediment ganz verfestigt war. Auf diesen Klüften vollzogen sich Bewegungen. Er reiht die Sigmoidalklüftung in die „Kategorie der pseudotektonischen Phänomene in den Verwandtschaftskreis des Stauchkalks" ein. Er denkt an eine embryonale Stauchkalkbildung und an Bewegungsvorgänge parallel den Schichten. Er neigt zu der Auffassung, daß die Bewegung durch subaquatische Rutschung ausgelöst sei.

Ph. Schmitt (1935) erklärt die Sigmoidalklüftung durch „Pressung des überlagernden Sediments". Die Liegend- und Hangendschicht besaß eine größere Festigkeit, während die Zwischenlage, der dann die Klüftung aufgeprägt wurde, noch plastisch war. In dieser beweglichen Schicht wurde „der Belastungsdruck in horizontale Bewegung" umgesetzt.

3. Vorkommen

a) im Profil

Im Gegensatz zu den Lösungsrippeln, die den ganzen Wellenkalk beherrschen, beschränkt sich die Schräg- und Sigmoidalklüftung auf bestimmte stratigraphische Horizonte. Die Hauptvorkommen liegen in den untersten Schichten des Unteren Wellenkalks und im Bereich der Schaumkalkbänke (σ) bis manchmal einschließlich der Orbicularisschichten.

Ph. Schmitt (1935) machte dieselbe Feststellung. H. Seifert (1928, S. 904) bezeichnet sie infolge ihres niveaubeständigen Auftretens geradezu als Leithorizonte und bestätigt gleichzeitig das Vorkommen der Schräg- und Sigmoidalklüftung in den genannten Horizonten.

In ihrer schönsten Ausbildung und am häufigsten tritt die Schräg- und Sigmoidalklüftung in meinem Arbeitsgebiet über der 1. und 2. Schaumkalkbank (σ) auf. Hier kommt sie oft, nur durch wenige Zentimeter starke Schichten getrennt, in vielfacher Wiederholung vor, oft bis zehnmal übereinander. Vereinzelt traf ich sie, wenn auch weniger gut entwickelt, im Bereich der Terebratelbänke (τ). Tritt die Sigmoidalklüftung unter der Terebratelbank (τ) auf, so ist sie meist an Flaserkalk gebunden und nur lokal entwickelt; sie zeigt jedoch die bezeichnende S-Form.

b) regionale Verbreitung

In den genannten Horizonten konnte ich die Schräg- und Sigmoidalklüftung mit großer Regelmäßigkeit im ganzen süddeutschen Becken verfolgen. Im Beckeninnern hält sie über der 2. Schaumkalkbank (σ) über weite Strecken hin aus. So konnte ich sie bei Machtilshausen (Blatt Euerdorf), Strahlungen (Blatt Neustadt a. d. Saale), Meiningen und Exdorf (Blatt Haina) je über 800—1000 m weit fortlaufend verfolgen. Ähnlich den Lösungsrippeln nimmt auch die Sigmoidalklüftung nach den Beckenrändern an Häufigkeit ab. Sie verschwindet aber nicht, sondern läßt sich auch in den Randgebieten wie Rheinpfalz und im Osten bei Zeyern (Blatt Kronach) über der 2. Schaumkalkbank (σ) überall noch feststellen. Sie zeigt hier allerdings nicht die oftmalige Wechsellagerung mit ungeklüfteten Schichten, sondern tritt nur ein- oder zweimal übereinander auf. Über das Vorkommen von Schräg- und Sigmoidalklüftung am Nordostrand des Schwarzwaldes kann ich leider infolge der ungünstigen Aufschlußverhältnisse keine genauen Aussagen machen. In den Erläuterungen zu Blatt Pforzheim erwähnt R. Brill ein Vorkommen von Sigmoidalklüftung; „engstehende, s-förmige gekrümmte, parallel angeordnete Klüfte".

Die Schräg- und Sigmoidalklüftung ist meist an die Nähe von dicken Bänken (σ-Bänken) gebunden (vgl. Ph. Schmitt, 1935, S. 348).

4. Verschiedene Ausbildung der Klüfte

a) Schrägklüftung

Die einfachste Form ist die schrägliegende Klüftung. Häufig wechseln schräggeklüftete Bänke mit ungeklüfteten Schichten ab. In einem Schichtkomplex von 1,50 m Mächtigkeit können schräggeklüftete Bänke bis zu zehnmal mit ungeklüfteten wechseln. Im Gegensatz zur Sigmoidalklüftung bleibt die Einfallsrichtung einer schräggeklüfteten Bank in der Regel auf große Erstreckung hin konstant.

In der Rheinpfalz zeigen die schräggeklüfteten Schichten häufig einen stengeligen, griffeligen Zerfall (vgl. auch E. Schumacher [1888]). Diese Stengel werden durch zwei Texturflächen begrenzt, die Schrägklüftung und die Schichtung, nach denen der Zerfall des Gesteins stattfindet. Diese sonst nirgends beobachtete Erscheinung hängt offenbar mit der sandig-tonigen Beschaffenheit des Sediments zusammen.

b) Sigmoidalklüftung

Die Schrägklüftung kann in die typische S-Form übergehen, wobei die ursprünglich ebenflächige Kluft s-förmig verbogen oder mehrfach zickzackförmig geknickt sein kann (Abb. 30). Die Richtung der Ausbiegungen (Vergenz)



Abb. 30. Sigmoidalklüftung. Häufiger Wechsel der Ausbiegungsrichtung der Kluftachsen.

kann schon auf ganz kurze Entfernung wechseln; so konnte ich die Beobachtung machen, daß auf eine Erstreckung von 1,80 m die Ausbiegungsrichtung der Klüfte sich sechsmal ändert. Oftmals wird die Schrägklüftung von der Sigmoidalklüftung in ein und derselben Schicht in fortlaufendem Wechsel abgelöst.

5. Weitere strukturelle Einzelheiten

Die Klüfte der Schräg- und Sigmoidalklüftung sind entweder auszementiert oder offen. Die zementierten Klüfte sind schmal und von Tonbestegen erfüllt. Von diesen Klüften aus beginnt dann die Verwitterung im Nebengestein zu arbeiten und führt später zu größeren, ausgelaugten, offenen Spalten. Die Schärfe der Klüfte ist vom Material abhängig. Die dichten Kalke sowie die kalkig-mergeligen Schichten zeigen die schärfst ausgeprägte Klüftung. In den kalkig-mergeligen Schichten über der 2. Schaumkalkbank (σ) tritt die Schrägklüftung oft in Form feingeschieferter Platten auf. Im Liegenden und Hangenden schließt die schräg- oder sigmoidalgeklüftete Bank meist nicht mit einer ebenen Fläche ab, sondern die Grenzfläche ist uneben. Der Grund hierfür ist in der Natur der Schräg- und Sigmoidalklüftung selbst zu suchen. Bei der Schrägstellung und Verbiegung der Klüfte haben sich die Querplatten durch die Verbiegung und durch Rotation um eine waagerechte Achse gegeneinander verstellt. Die Schrägstellung führt zwangsläufig zu einem treppenförmigen Relief der Hangend- und Sohlfläche (nach Art der antithetischen Verwerfungen). Man kann auch im Innern des öfteren die Verstellung der einzelnen durch Tonschlieren gekennzeichneten Schichtflächen erkennen (vgl. Lotze, 1932, S. 301).

Der waagerechte Abstand der einzelnen Klüfte ist meist sehr klein, wenige Millimeter, kann aber auch Ausmaße von 1 bis 2 cm erreichen. In den meisten Fällen gehen die Klüfte in gleichen Abständen ohne Unterbrechung von der Dach- zur Sohlfläche durch.

Sehr eigenartige Beziehungen ergaben sich zwischen Sigmoidalklüftung und Erscheinungen, die zunächst äußerlich an Konglomeratbildung erinnern (Abb. 31). In einem Aufschluß bei Dreißigacker (Blatt Meiningen) wurde eine Bank beobachtet, in der nur der obere oder untere Teil von der Sigmoidalklüftung ergriffen ist, während der restliche mittlere Teil davon verschont bleibt. An einer Stelle ist die Bank im Liegenden und Hangenden sigmoidal geklüftet, während der mittlere Teil „konglomeratisch" entwickelt ist. Dann ist die Bank wieder nur rein „konglomeratisch" ausgebildet, um kurz darauf wieder in Sigmoidalklüftung überzugehen. Die

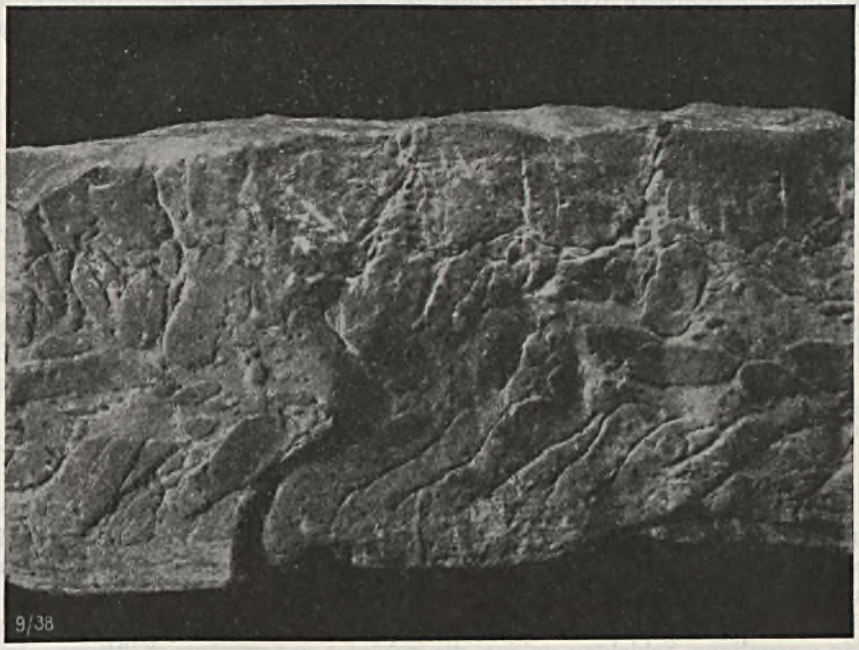


Abb. 31.
Teilstück der „konglomeratischen" Bank. Im unteren Teil ist die Sigmoidalklüftung noch deutlich zu erkennen, während in der Mitte die „Gerölle", die durch Zerstückelung der Querplatten entstanden sind, hervortreten. Dreißigacker (Blatt Meiningen). Über der 2. Schaumkalkbank (σ). 2:1. Dr. Trusheim phot.

Sigmoidalklüftung selbst zeigt zum Teil den bogenförmigen Verlauf, zum Teil nur die Schrägstellung. Die „Gerölle" der „konglomeratischen" Ausbildung sind manchmal langgestreckt und scheinen sich der Richtung der Sigmoidalklüftung anzupassen, manchmal liegen sie auch quer dazu. Beim Anschleifen mehrerer Handstücke, die verschiedenen Stellen der Bank entnommen wurden, ergab sich folgendes. Die „Gerölle" sowie die von der Sigmoidalklüftung betroffenen Teile bestehen aus ein und demselben Material. Die „Gerölle" selbst liegen in einer homogenen Grundmasse. Die Gleichheit des Materials legt den Schluß nahe, daß die

„Gerölle" genetisch mit der Sigmoidalklüftung in Verbindung stehen. In der Bank bildeten sich zuerst die Klüfte. Durch später wirkenden Belastungsdruck erhielten die Klüfte den sigmoiden Charakter. Vielleicht waren verschiedene Teile der Bank schon zu stark erhärtet, so daß sie der Verbiegung zu großen Widerstand boten. Sie splitterten in Bruchstücke und wurden verstellt. Durch spätere Auflösung längs der Klüfte und der Berstungsrisse wurden sie gerundet und erhielten den Pseudogeröllcharakter. Man kann manchmal sogar die verstellte Schichtung der „Gerölle" gegeneinander und gegen den von der Sigmoidalklüftung betroffenen Teil beobachten.

Es gibt also im Wellenkalk „Pseudogeröllbänke", die nichts anderes sind als sigmoidal geklüftete Bänke, deren einzelne Querplatten zersplitterten, und deren Bruchstücke durch Lösung ringsum abgerundet sind, so daß sie im Querschnitt durchaus wie echte Gerölle aussehen.

6. Abhängigkeit vom Stoff

Im allgemeinen ist die Schräg- und Sigmoidalklüftung auf Horizonte von bestimmter stofflicher Zusammensetzung beschränkt; sie bevorzugen kalkig-mergelige Sedimente. Auch sonst zeigt sich eine Abhängigkeit von schon früher entstandenen Texturen und Strukturen.

Nicht selten ist die Ausfüllung von Rillen sigmoidal geklüftet, während das anders beschaffene umgebende Sediment vollkommen frei von Sigmoidalklüftung ist (Beobachtung aus Aufschlüssen bei Exdorf und Dreißigacker). Auch das Gegenteil kann vorkommen (Aufschluß am „Sohl" bei Stockheim, Blatt Mellrichstadt).

Liegen irgendwelche Fremdkörper, z. B. Gerölle oder Fossilien in einem von der Sigmoidalklüftung betroffenen Schichtkomplex, so zeigen diese keine Klüftung. Die sigmoidal verbogenen und schräggestellten Klüfte reichen im Liegenden und Hangenden bis an die Gerölle der Fossilien heran, setzen hier aber scharf ab. Die Fremdkörper bleiben ungeklüftet; sie beeinflussen anderseits aber auch nicht den Verlauf der Klüftung.

7. Alter der Schräg- und Sigmoidalklüftung

Über den Zeitpunkt der Entstehung herrschen bei den Autoren verschiedene Ansichten.

R. Wagner (1897, S. 20) verlegt die Entstehung in die Zeit lange nach der Verfestigung des Gesteins.

O. M. Reis (1910, S. 101) glaubt, „daß unter Umständen die Durchsinterung und ihre Zerklüftungsfolgen sehr bald nach der Ablagerung eintreten können".

Mit Lotze (1932) und Ph. Schmitt (1935, S. 349) möchte ich die Bildung der Sigmoidal-Klüftung in den Zeitpunkt verlegen, als das Sediment noch nicht vollkommen verfestigt war. Es besaß schon eine gewisse Konsistenz, war jedoch noch plastisch genug, die Verbiegungen weitgehend mitzumachen.

Die Zeit der Entstehung läßt sich an Hand von neuen Beobachtungen etwas genauer festlegen als es bis jetzt möglich war.

In all den Fällen, in denen Schräg- und Sigmoidalklüftung in räumliche Beziehung tritt zu Schrägschichtung, zu Rillen und Rinnen, ließ sich die Altersbeziehung eindeutig festlegen.

Die Schrägschichtung ist immer älter als die Schräg- und Sigmoidalklüftung.

Einzelne Rinnen zeigen Erscheinungen, die zunächst den Gedanken aufkommen lassen, daß der Vorgang der Rinnenfüllung jünger sei als die Bildung der Sigmoidalklüftung in der Unterlage der Rinne. Eine genauere Untersuchung zeigt aber, daß diese Auffassung nicht richtig ist. Vielmehr zeigt sich in allen beobachteten Fällen, daß die Rinnen und ihre Ausfüllung älter sind als die Sigmoidalklüftung, deren Anordnung bei genauem Zusehen von den bereits vorhandenen Rinnen beeinflußt wird (Abb. 32).

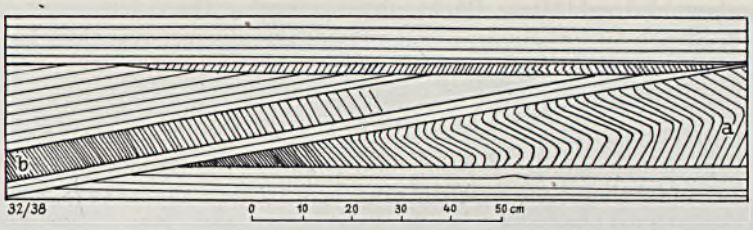


Abb. 32. Beziehung zwischen Sigmoidalklüftung und Rinnenbildung. Rinne mit einer schräggeklüfteten Bank b. Der Belastungsdruck hat die Klüfte nach der Mitte umgelegt. Im Liegenden der Rinne sigmoidalgeklüftete Bank a. Diese gibt Aufschluß über die Altersbeziehung zwischen Sigmoidalklüftung und Rinnenbildung. Wäre die Sigmoidalklüftung das Primäre, so müßten die S-Klüfte ganz beliebig geschnitten werden, hingegen ist die volle S-Form der Sigmoidalklüftung in allen Querschnitten der Bank erhalten; sie wird nur in Richtung des Auskeilens kleiner und geht in Schrägklüftung über. Steinbruch bei Exdorf (Blatt Haina). Über der 2. Schaumkalkbank (σ). In diesem Horizont wechseln vier sigmoidalgeklüftete Bänke mit ungeklüfteten Schichten ab.

8. Streichrichtung

Gleich den Lösungsrippeln wurde auch bei der Schräg- und Sigmoidalklüftung besonderer Wert auf die Erfassung der Streichrichtung der Kluftachsen gelegt. Die statistische Auswertung dieser gemessenen Richtungen zeigt bestimmte Gesetzmäßigkeiten, die für die Frage nach der Entstehung der Schräg- und Sigmoidalklüftung von Bedeutung sind.

Die gemessenen Streichwerte habe ich in den einzelnen Teilgebieten zusammengefaßt und in Form von Diagrammen dargestellt. Aus diesen geht hervor, daß im großen eine Gesetzmäßigkeit vorhanden ist.

Für das Gebiet von Hammelburg über Kissingen, Münnerstadt, Mellrichstadt, Meiningen, Themar und Hildburghausen erscheint als Hauptrichtung N 10° W mit einer Streuung von 10° zu beiden Seiten (Abb. 33). Neben ihr kommen noch zwei andere Richtungen, aber viel weniger häufig vor, nämlich N 80° O und N 80° W. Die Westrichtung tritt sehr unregelmäßig auf und erlangt keinerlei Bedeutung. Die Ostrichtung N 80° O ist überall vertreten und erscheint auch in größerer Häufigkeit.

Ph. Schmitt (1935, S. 348) hat in seinem Gebiet, das sich nach Süden anschließt, für die Schräg- und Sigmoidalklüftung zwei Hauptrichtungen festgestellt, nämlich N—S und N 60° W. Der eine Wert fällt in den Streuungsbereich des von mir beobachteten Wertes N 10° W. Die andere Hauptrichtung konnte ich in meinem Arbeitsgebiet nicht beobachten. Im Mos-

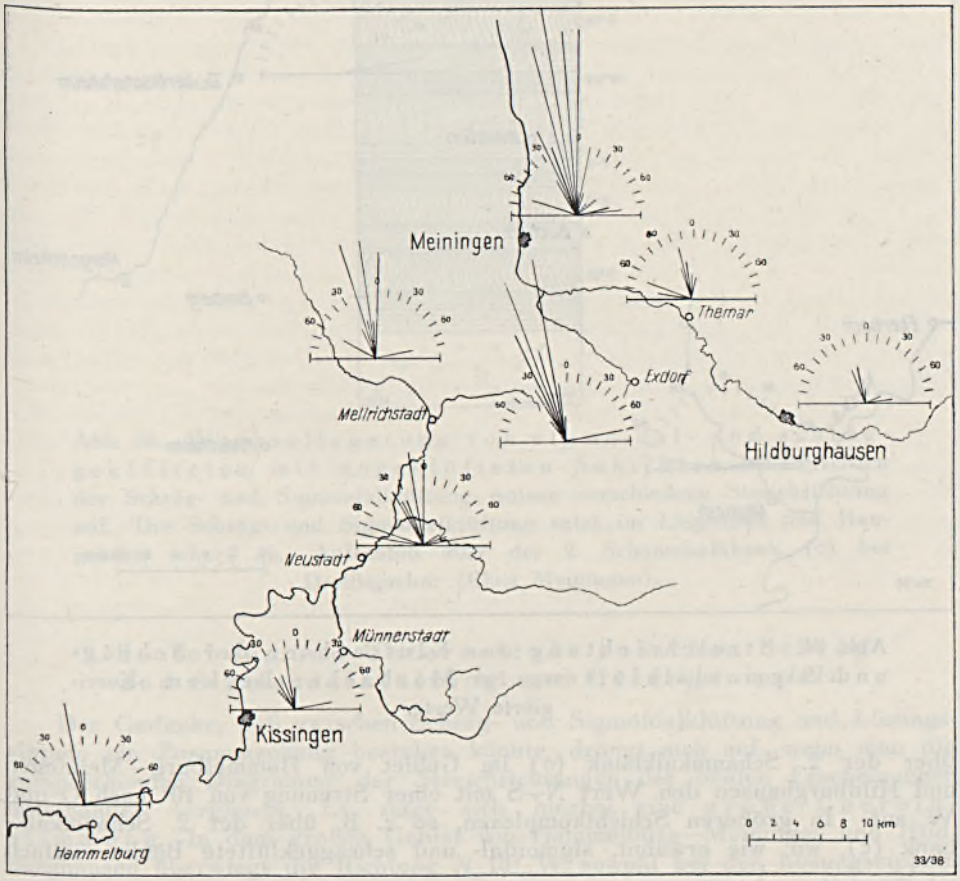


Abb. 33. Streichrichtung der Kluftachsen der Schräg- und Sigmoidalklüftung im Meininger Becken. Korrigierte Werte.

bacher Becken fällt die N—S-Richtung aus (Abb. 34); hier sind die Werte N 80° W und N 80° O vertreten. An der Tauberbarre ist nur die Richtung N 80° W ausgebildet. Im Diagramm der Rheinpfalz (Abb. 35) erscheint nur die Ostrichtung und zwar nur die beiden Werte N 80° O und N 70° O.

Die Streichrichtung der Achsen pflegt im allgemeinen in einer bestimmten Bank regional konstant zu bleiben (mit einer Streuung von ±5—10°). So weist z. B. die Achsenrichtung der 1. sigmoidalgeklüfteten Bank

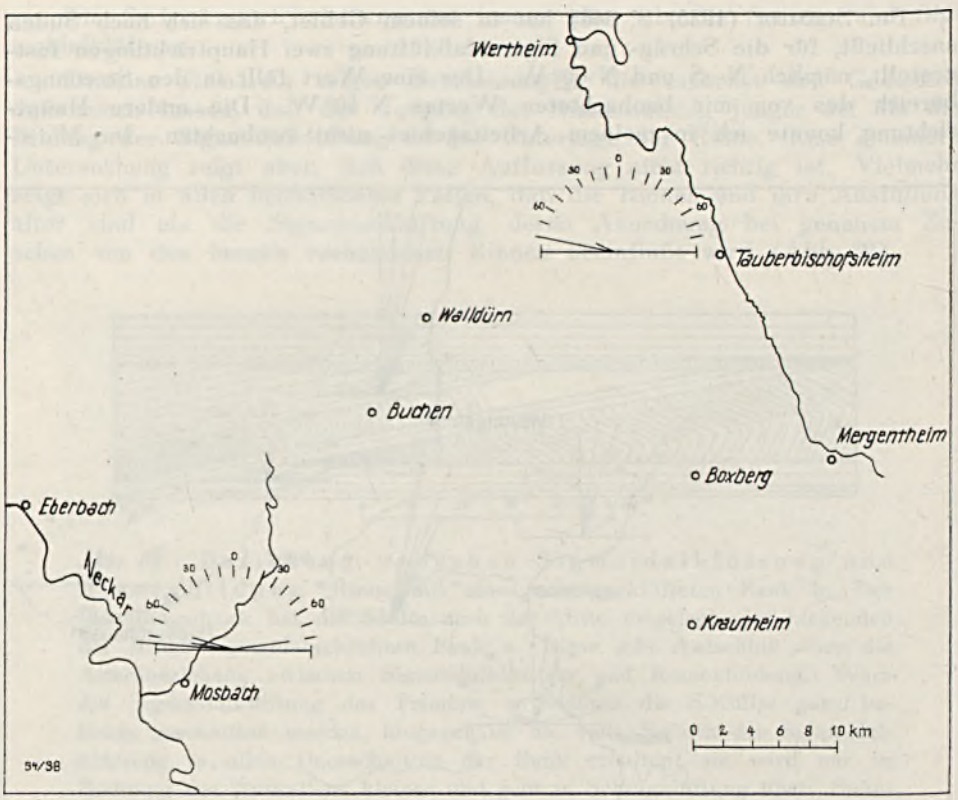


Abb. 34. Streichrichtung der Kluftachsen der Schräg- und Sigmoidalklüftung im Mosbacher Becken. Korrigierte Werte.

über der 2. Schaumkalkbank (σ) im Gebiet von Hammelburg—Meiningen und Hildburghausen den Wert N—S mit einer Streuung von 10° nach O und W auf. In größeren Schichtkomplexen, so z. B. über der 2. Schaumkalkbank (ς), wo, wie erwähnt, sigmoidal- und schräggeklüftete Bänke vielfach

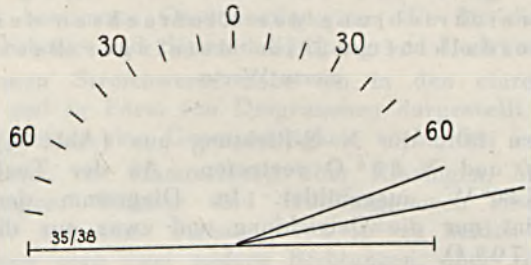


Abb. 35. Streichrichtung der Kluftachsen der Schräg- und Sigmoidalklüftung des pfälzisch-saarländischen Wellenkalks. Korrigierte Werte.

mit ungeklüfteten wechsellagern, bleibt die Streichrichtung in den verschiedenen Bänken im allgemeinen die gleiche. Es kommen aber auch Ausnahmen vor z. B. im Profil von Strahlungen über der 2. Schaumkalkbank (σ) (Abb. 36).

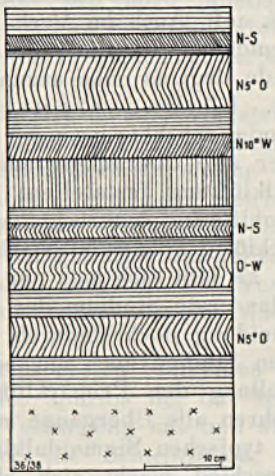


Abb. 36. Wechsellagerung von sigmoidal- und schräggeklüfteten mit ungeklüfteten Schichten. Die Achsen der Schräg- und Sigmoidalklüftung weisen verschiedene Streichrichtung auf. Die Schräg- und Sigmoidalklüftung setzt im Liegenden und Hangenden scharf ab. Aufschluß über der 2. Schaumkalkbank (σ) bei Dreißigacker (Blatt Meiningen).

9. Beziehung und Unterschiede zwischen Schräg- und Sigmoidalklüftung und Lösungsrippeln

Der Gedanke, daß zwischen Schräg- und Sigmoidalklüftung und Lösungsrippeln ein Zusammenhang bestehen könnte, drängt sich auf, wenn man die entsprechenden Diagramme der Streichrichtungen der beiden Erscheinungen miteinander vergleicht. Es zeigt sich hierbei eine große Übereinstimmung. In dem großen Gebiet von Hammelburg—Meiningen und Hildburghausen überwiegt die Richtung N 10° W sowohl bei den Lösungsrippeln wie auch bei der Schräg- und Sigmoidalklüftung. Die Richtung N 80° O ist weniger häufig, aber konstant. Auffallend erscheint die Tatsache, daß der Wert N 80° W, der bei den Lösungsrippeln im ostwestlichen Streufächer so stark hervortritt, bei der Sigmoidalklüftung nur sehr geringe Bedeutung hat.

Die Übereinstimmung der Hauptrichtungen der beiden Erscheinungen läßt sich noch eindeutiger an den Diagrammen des Mosbacher Beckens und der Rheinpfalz nachweisen. Auch hier decken sich die vorherrschenden Richtungen der Lösungsrippeln mit denen der Schräg- und Sigmoidalklüftung. Schon bei der Geländearbeit fiel es auf, daß selbst in den Fällen, in denen nur wenig sigmoidalgeklüftete Bänke beobachtet wurden, diese wenigen Messungen in Einklang standen mit denen der Lösungsrippeln.

Auch in vielen anderen Merkmalen zeigt sich eine überraschende Übereinstimmung zwischen Lösungsrippeln und Schräg- und Sigmoidalklüftung. Die Übereinstimmung äußert sich weiterhin in der Abhängigkeit vom Material. Beide Formen beschränken sich auf kalkig-mergelige und tonige Schichten. Sie treten nicht im Blaukalk auf. Auch im Verhalten zu Primärerscheinungen (Rinnen, Rillen und zu Fremdkörpern) sind sich beide Erscheinungen gleich.

Schon aus diesem Grunde liegt es nahe anzunehmen, daß zwischen beiden ein Zusammenhang besteht. Lösungsrippeln wie Sigmoidalklüftung müssen gleichen oder ähnlichen Kräften ihre Entstehung verdanken. Man kann ferner alle Übergangsstadien zwischen Lösungsrippeln und Schräg- und Sigmoidalklüftung feststellen. Das Ausgangsstadium sind die von der Dach- zur Sohlfläche senkrecht verlaufenden, sich gabelnden Primärklüfte. Diese Primärklüfte können sich schräg stellen, wobei sie noch die Verzweigung aufweisen. Es läßt sich hier nur schwer entscheiden, ob man noch Lösungsrippeln oder das erste Stadium der Schrägklüftung vor sich hat. Erschwert wird die Entscheidung noch dadurch, daß die Schräg- und Sigmoidalklüftung in den ersten Stadien auch nur auf eine Schicht beschränkt bleibt. Von der Schrägstellung der Primärklüfte, wobei die Klüfte noch fein und zementiert sind, führen alle Übergänge zur Querplattung mit offenen Klüften und schließlich zur typischen Sigmoidalklüftung.

Ein wesentlicher Unterschied macht sich aber in der Füllmasse der Klüfte bemerkbar. Die feineren Primärklüfte sind noch von Kalkspat ausgeheilt. In den gröberen Schräg- und Sigmoidalklüften liegen Tonbestege. Hierdurch bietet sich eine Möglichkeit, die beiden Kluftarten zu unterscheiden, was nur dann schwierig ist, wenn die Schräg- oder Sigmoidalklüftung im Anfangsstadium auftritt.

10. Deutung

Schon vielfach wurde versucht, eine Lösung des Problems zu geben; jedoch befriedigte bisher keine Erklärung. Auf Grund meiner weite Gebiete erfassenden regionalen Untersuchungen war es möglich, ein größeres Beobachtungsmaterial zu sammeln und somit der Lösung näher zu kommen. Vor allem geben die gemessenen Werte der Streichrichtung wichtige Anhaltspunkte zur Klärung des Problems.

Die vielen übereinstimmenden Merkmale der Schräg- und Sigmoidalklüftung und der Lösungsrippeln, im besonderen die Übereinstimmung der Hauptrichtungen ließen die Schlußfolgerung zu, daß das Ausgangsstadium der Schräg- und Sigmoidalklüftung die Primärklüfte sind. Während aber die Primärklüfte in der obersten zuletzt sedimentierten Schicht entstehen, erfolgt die erste Anlage der eigentlichen Schräg- und Sigmoidalklüfte unter einer Bedeckung von darüberliegenden Schichten. Es kommt also bei der Entstehung der Schräg- und Sigmoidalklüfte als wichtiger Faktor der Belastungsdruck hinzu.

Die Primärklüfte sind gemäß ihrer Natur auf eine einzige Schicht beschränkt, laufen in dichter Aufeinanderfolge von der Dach- zur Sohlfläche. Im Gegensatz hierzu durchsetzen die schrägen und sigmoidalen Klüfte meist mehrere Schichtpakete und werden durch die feinen Schichtfugen nicht im geringsten beeinträchtigt. Man muß also wohl annehmen, daß bestimmte, untereinander liegende und die gleiche Streichrichtung aufweisende Primärklüfte unter der Wirkung des Belastungsdruckes stärker

aufreißen und zu einer Querkluft zusammengefaßt werden. Dadurch wird das Schichtpaket durch senkrecht stehende Klüfte zerteilt; es bildet sich eine senkrecht stehende Querplattung heraus.

Dieses Schichtpaket ist in sich noch plastisch, wird aber meist von einer dickeren Bank unterlagert, die infolge ihrer besonderen stofflichen Beschaffenheit schon stärker verfestigt ist und deshalb als starres Widerlager wirkt.

Der andauernde Druck führt zu einer Schrägstellung der Querplatten. Die einzelnen Platten werden um eine waagerechte Achse rotiert und auch gegeneinander verschoben. Gleichzeitig werden sie an der Dach- und Sohlfläche in der Waagerechten verschoben, und zwar weichen sie im Liegenden und Hangenden nach entgegengesetzten Seiten aus. Die Dach- und Sohlfläche, die bisher eine ebene Begrenzungsfläche darstellte, erhält nun ein treppenförmiges Relief, nach Art der antithetischen Verwerfungen. Mit der Umlegung der Platten ist eine entsprechende Mächtigkeitsverringerung des Schichtkomplexes verbunden.

Die Primärklüfte, die beim ersten Aufreißen der Klüfte noch erhalten bleiben, verschwinden entweder spurlos bei der Inanspruchnahme durch den Druck, oder sie machen die Verbiegung mit und sind noch vereinzelt in den Querplatten zu sehen. Auch die Schichtfugen, die die einzelnen Lagen



Abb. 37. Eine nach beiden Seiten auskeilende Schichtplatte. Das Material der Schichtplatte ist schräg- und sigmoidalgeklüftet. Von den beiden auskeilenden Enden der Linse sind die schräggestellten Platten nach dem Innern der Linse zu geneigt. Der Übergang zwischen den beiden verschieden geneigten Schrägklüftungen vollzieht sich durch die sigmoidale Verbiegung. Aufschluß bei Exdorf (Blatt Haina). Schichten über der 2. Schaumkalkbank (σ).

trennen, verlieren an Schärfe. Sie sind in den einzelnen Querplatten noch zu sehen und gegeneinander verstellt, gleichsam an den Klüften geschleppt. Der Verwerfungsbetrag der einzelnen Schichtfugen nimmt von der Dach- und Sohlfläche der sigmoidalgeklüfteten Bank nach der Mitte zu ab, wo er gleich Null ist.

11. Sigmoidale Verbiegung

Jm Aufschluß kann man häufig beobachten, daß in ein und derselben Bank schräggestellte Klüfte in sigmoidale Klüfte übergehen. Oft erfolgt ein fortlaufender Wechsel dieser beiden Erscheinungsformen. Es zeigt sich nun, daß der Übergang einer nach einer bestimmten Richtung einfallenden Schrägklüftung in eine solche mit entgegengesetztem Einfallen immer durch eine Zone sigmoidaler Klüftung vermittelt wird und zwar in der Weise, daß die entgegengesetzt einfallenden Schrägklüfte jeweils am oberen und unteren Ende eine Umbiegung erleiden und so zu Schenkeln der Sigmoidalklüftung werden. Dabei wandert die Achsenebene der sigmoidalen Umbiegung von der Sohlfläche spitzwinklig zur Dachfläche des Schichtpaketes hindurch, und es keilen sich die beiden Schenkel spitzwinklig nach entgegengesetzten Seiten aus (vgl. Abb. 37).

Die Sigmoidalklüftung ist also als Ausgleichsverformung zwischen den beiden Schrägklüftungen anzusehen. Hier kommt es auch zur stärksten Zusammenpressung des Materials. In vielen Fällen zeigt die s-förmige Verbiegung einen mehrfach gewundenen Verlauf; das deutet wohl auf stärkere Zusammenpressung hin.

Die Schrägstellung der Querplatten führt zwangsläufig zu einer Mächtigkeitsverringerung des Schichtpaketes. Wie bei einem Stoß Bücher, der nach der einen Seite umgelegt wird, könnte man annehmen, daß der vertikal verlorene Raum durch Ausweichen nach den Seiten gewonnen wird. Bei einem Ausweichen nach den Seiten müssen sich die Schichten zungenförmig unter Pressungserscheinungen zwischen andere Lagen eingepreßt haben. Das läßt sich aber in keiner Weise beobachten. Der Aufschluß bei Exdorf (Abb. 28) beweist vielmehr, daß weder die Endigungen der schräg- und sigmoidalgeklüfteten Linse, noch das seitlich anschließende Nebengestein Pressung oder Faltung aufweisen. Die Endigungen liegen in ihrer ursprünglichen Lage in einem fest fixierten Rahmen.

Es muß also wohl der Raum innerhalb des Schichtkomplexes auf andere Weise gewonnen werden, und dies erfolgt wahrscheinlich durch die lösende Wirkung des Wassers. Auf den Quer-, Schräg- und Sigmoidalklüften zirkulieren Sickerwässer. Durch den dauernd vorhandenen Druck wird die lösende Wirkung erhöht. Das hier in Frage kommende Gesteinsmaterial besteht im wesentlichen aus zwei Komponenten, Kalk und Ton. Der Kalk wird aufgelöst, und der Ton bleibt als dunkler Besteg zurück. Solche Tonbestege werden auch an den Klüften immer beobachtet.

Es sind das Lösungserscheinungen, die an die bei Stylolithen erinnern, nur mit dem Unterschied, daß die Auflösung bei den Stylolithen sich am völlig verfestigten Gestein vollzieht, während bei der Schräg- und Sigmoidalklüftung das Gesteinsmaterial noch nicht ganz verfestigt ist.

Sigmoidalklüftung in Grenzschichten zwischen Hauptmuschelkalk und Lettenkeuper

Bisher glaubte man allgemein, daß das Auftreten von Lösungsrippeln und Sigmoidalklüftung ausschließlich auf den germanischen Wellenkalk beschränkt sei. Man hatte noch in keiner anderen Formation ähnliche Erscheinungen gefunden, selbst nicht in dem sonst so ähnlichen Hauptmuschelkalk. Man mußte diese Erscheinungen als eine Folge ganz bestimmter lithologischer, heute nicht mehr feststellbarer Eigentümlichkeiten betrachten, die ausschließlich den Kalkmergeln des Wellenkalkmeeres eigen waren.

Durch einen Fund, den mir Herr R. Geisler in liebenswürdiger Weise zur Verfügung stellte, wird diese Annahme hinfällig. Herr Geisler hat in den Grenzschichten zwischen Hauptmuschelkalk und Lettenkeuper zwischen Frickenhausen und Segnitz bei Marktbreit gewisse Erscheinungen beobachtet, die durchaus mit denen des Wellenkalks verglichen werden können. Die Handstücke bestehen aus kalkig-tonigen Schichten, die mit Schillbänkchen (Anhäufung von Zweischalerbrut) wechsellagern. Die zu erwähnenden Erscheinungen beschränken sich nur auf die kalkig-tonigen Lagen. Der Querschnitt läßt S-förmige verbogene Klüfte erkennen, die ganz der Sigmoidalklüftung gleichen.

Die Klüfte sind mit einer braunen Eisenhydroxydmasse auszementiert und heben sich deshalb schon makroskopisch scharf von dem hellgelben Nebengestein ab.

Die Dachfläche der Handstücke weist Erscheinungsformen auf, die sehr den Lösungsrippeln ähneln. Es sind einander parallel laufende Runzeln, die sich verzweigen, dann wieder zusammenlaufen und leicht gewunden sind. Sie sind aus dem weicher umgebenden Gestein als Erhöhungen herauspräpariert. Sie setzen sich nach der Tiefe zu als feine Klüfte fort, die an manchen Stellen direkt in die zickzackförmig gebogenen Klüfte der Sigmoidalklüftung übergehen. Auch hier ist die Abhängigkeit vom Material klar ersichtlich, denn die Erscheinungen bleiben nur auf die kalkig-tonigen Schichten beschränkt und sind in den dazwischen gelagerten härteren Bänken nicht vorhanden.

Zusammenfassung

Die Arbeit knüpft an Untersuchungen von Ph. Schmitt (1935) über petrogenetische Erscheinungen des fränkischen Wellenkalkes an. Für manche dieser Erscheinungen konnte damals noch keine sichere Deutung gegeben werden.

Es ergab sich deshalb die Notwendigkeit, diese gesteinskundlichen Besonderheiten des Wellenkalks auf einen größeren Raum zu verfolgen. Die Arbeit soll damit weitere Beiträge zur Entstehungsweise der Wellenkalksedimente und auch zur Paläogeographie des Wellenkalkmeeres liefern.

Im ersten Teil werden primäre Sedimentationserscheinungen behandelt.

A. Großrippeln

Symmetrisch gebaute Rippeln, die fast ausschließlich auf kristallinen Bänken vorkommen. Sie sind im Flachmeer durch hin und her pendelnde (Gezeiten-)Strömungen entstanden; und zwar stellt sich ihre Längserstreckung senkrecht zur Strömungsrichtung ein.

Die Streichrichtung der Großrippeln zeigt keine ausgesprochene Richtungskonstanz, doch erkennt man in Teilgebieten gewisse Gesetzmäßigkeiten, die aber für eine paläogeographische Auswertung nicht ausreichen.

B. Rinnen

Rinnen kommen in allen Sedimenten und allen Horizonten des Wellenkalks vor, am häufigsten im oberen Wellenkalk.

Die Achsenrichtungen der Rinnen zeigen eine sehr starke Streuung, von einer Bevorzugung bestimmter Richtungen kann man nicht sprechen.

Die Rinnen ähneln den rezenten Prielen und sind auf einem vorübergehend trockengefallenen Meeresboden durch Gezeitenströmungen oder Sturmfluten entstanden.

C. Rillen

Die Rillen, schmale, langgestreckte, gewundene, tief und scharf in das Liegendsediment eingeschnittene Rinnsale, haben ihre Hauptverbreitung in den plattigen Kalkmergeln der Schaumkalkregion (σ) und der Orbicularisschichten. Ihre Ausfüllung besteht aus verschiedenem Material (Blaukalk und Schill), das immer von dem des umgebenden Sediments abweicht. Die

Rillen sind durch die erosive Tätigkeit abfließender Rinnsale auf einer sanft geböschten Unterlage entstanden. Sie müssen als Anzeichen für ein Trockenfallen des Meeresbodens im Wellenkalk gedeutet werden.

D. Konglomeratische Bildungen

Die konglomeratischen Bildungen lassen sich unterteilen in Blockgerölle, konglomeratischen Wellenkalk und Konglomeratbänke. Alle diese drei Formen sind Aufarbeitungsprodukte schon erhärteter Bänke. Man muß jedoch annehmen, daß die Aufarbeitungsvorgänge, deren Ergebnis uns in Form der konglomeratischen Bildungen vorliegt, sich in der Regel nicht in der Schicht abgespielt haben, in der sich heute die Gerölle finden, sondern in Schichten, die im damals Hangenden lagen und später abgetragen wurden. Es fällt hiermit die schwierige Frage nach der Transportmöglichkeit, besonders der mitunter riesenhaften Blockgerölle, weg, denn es handelt sich hier in der Hauptsache nur um ein Abgleiten in der Vertikalen, um eine Projektion auf einen tieferen Horizont.

Diese Beobachtungen ermöglichen es, ein paläogeographisches Bild des Wellenkalks zu geben, das die bisherigen Ansichten erweitert. Wurde der Flachmeercharakter des Wellenkalkmeeres auch schon von mehreren Autoren anerkannt (E. Wagner 1921, B. v. Freyberg 1922), so ergaben sich nunmehr Beweise für ein vollkommenes Trockenfallen des Meeresbodens.

Die Wellenkalksedimente tragen auch mitten im „Beckeninnern" fast durchweg Litoralcharakter, und manche Erscheinungen lassen sich mit rezenten Bildungen in den Wattengebieten vergleichen. Man wird gezwungen anzunehmen, daß das Wellenkalkmeer ein ungemein flaches Meer war. Neben dieser Flachheit ist auch noch eine recht gleichmäßige Ebenheit des Meeresbodens anzunehmen, denn man findet im Wellenkalk keine größeren Erosionsformen, die auf eine stärkere Reliefenergie hindeuten würden. Die Erosionsformen, die im Wellenkalk vorliegen, Rinnen und Rillen, benötigen zu ihrer Entstehung kein wesentliches Gefälle. In diesem seichten und ebenflächigen Meer kam es zu einem dauernden Wechsel von Trockenfallen und Überflutung.

Der zweite Teil befaßt sich mit den diagenetischen Erscheinungen, den Lösungsrippeln und der Schräg- und Sigmoidalklüftung.

Es ergab sich hier die Aufgabe, diese gerichteten Elemente auf einem möglichst großen Gebiet zu verfolgen, um dann der Deutung dieser Erscheinungsformen näher zu kommen.

E. Lösungsrippeln

Die Lösungsrippeln, die im gesamten Wellenkalk auftreten, zeigen ihre schönste und häufigste Entwicklung im Beckeninnern (Würzburg, Hammelburg, Meiningen), während nach den Rändern zu (Rheinpfalz, Zeyern, Bayreuth) schon ein merkliches Abklingen festzustellen ist.

Verfolgt man das Auftreten im Profil, so findet sich ihr häufigstes Vorkommen im Oberen Wellenkalk (Schaumkalkregion [σ]). Die Lösungsrippeln zeigen eine sehr starke Abhängigkeit vom Material. Sie treten nur in kalkigmergeligen Schichten auf, während sie in den dolomitischen Lagen, dem Blaukalk und den kristallinen Bänken, fehlen. Sie stoßen an Fremdkörpern (Fossilien, Gerölle, Ausfüllung von Wurm- und anderen Wohnbauten) scharf

ab. Jede Schicht bekommt für sich allein die Primärklüfte aufgeprägt. Daraus erklärt sich auch der oft sprunghafte Wechsel der Streichrichtung der Lösungsrippeln in eng aufeinander folgenden, zuweilen nur millimeterdünnen Schichten.

Das Sediment besaß schon einen bestimmten Verfestigungsgrad, jedoch war die Verfestigung noch nicht vollendet, denn die Lösungsrippeln zeigen zuweilen eine starke wellenförmige Verbiegung, die durch spätere Fließ- und Gleitbewegungen verursacht ist. Auch das Vorkommen von Lösungsrippeln auf Schlickgeröllen, die heute in einer Konglomeratbank eingebettet sind, weist auf eine frühe Entstehung.

Für das untersuchte Gebiet (Süddeutsches Becken und ein Teil des Mitteldeutschen Beckens) ließ sich das Vorherrschen dreier Hauptrichtungen feststellen, nämlich N 80° W, N 10° W und N 80° O. Die Richtungen sind nicht in allen Gebieten gleichmäßig stark ausgebildet, sondern zeigen eine Beziehung zu dem Küstenverlauf und dem Verlauf der untermeerischen Schwellen des Wellenkalkmeeres und zwar in der Weise, daß die Richtung, die senkrecht zu den Küsten und untermeerischen Barren verläuft, am stärksten ausgebildet ist.

Es besteht also eine geometrische Beziehung zwischen der Streichrichtung der Primärklüfte und der Einmuldung des Meeresbodens. Das Aufreißen der Primärklüfte erfolgte nach der Ablagerung jeder einzelnen Schicht und hängt mit der Absenkung und der langsamen Durchbiegung der Wellenkalksedimente zusammen.

Die Primärklüfte sind also frühtektonische Klüfte, die mit epirogenen Bewegungen in Verbindung stehen. Die Lösungsrippeln sind der Ausdruck einer epirogenen Embryonaltektonik.

F. Schräg- und Sigmoidalklüftung

Die Schräg- und Sigmoidalklüftung bleibt im Gegensatz zu den Lösungsrippeln auf bestimmte Horizonte beschränkt (Unterer Wellenkalk und im Bereich der Schaumkalkbänke [σ]).

Auffällig ist die große Übereinstimmung in vielen Merkmalen mit den Lösungsrippeln und zwar in der Abhängigkeit vom Material, dem Verhalten zu Primärerscheinungen und zu Fremdkörpern und als besonders wichtiges Merkmal in der Bevorzugung gewisser konstanter Streichrichtungen (N 80° W, N 10° W, N 80° O).

Daraus ergibt sich folgende Deutung:

Zwischen Lösungsrippeln und Schräg- und Sigmoidalklüftung besteht eine genetische Abhängigkeit und zwar derart, daß die Primärklüfte als die schon gerichteten Elemente, das Ausgangsstadium der Schräg- und Sigmoidalklüftung bilden und dadurch mitbestimmend für die Streichrichtung der Schräg- und Sigmoidalklüftung sind.

Über der Bank, die durch die Schräg- und Sigmoidalklüftung zerteilt wird, waren damals schon wenig mächtige Hangendsedimente vorhanden. Es wirkt also ein Belastungsdruck von oben, und häufig dient eine harte Bank im Liegenden als Widerlager.

Unter diesen Bedingungen reißen vereinzelte Primärklüfte stärker auf und greifen durch mehrere Schichten hindurch. Der Belastungsdruck führt dann zur Schräg- und Sigmoidalklüftung. Die Sigmoidalklüftung erscheint als Ausgleichsverformung zwischen zwei verschieden gerichteten Schrägklüftungen.

Bei der Schräg- und Sigmoidalklüftung kommt es zu einer Verringerung der Schichtmächtigkeit, jedoch zu keinem Ausweichen nach den Seiten. Der Raum muß innerhalb der Schicht selbst gewonnen werden, und das geschieht wahrscheinlich durch die lösende Wirkung der Sickerwässer auf den Klüften, wobei der Kalk weggeführt und der Ton zurückgelassen wird, der dann auf den Klüften der Schräg- und Sigmoidalklüftung als Besteg zurückbleibt.

Benutzte geologische Karten

Geologische Spezialkarte von Bayern: 1:25 000.

Hammelburg-Süd
Hammelburg-Nord
Euerdorf
Ebenhausen
Kissingen
Poppenlauer
Neustadt a. d. Saale
Mellrichstadt

Geologische Spezialkarte von Preußen: 1:25 000.

Ostheim
Sondheim
Meiningen
Themar
Haina
Hildburghausen
Eisfeld
Meeder

Geologische Spezialkarte von Baden: 1:25 000.

Tauberbischofsheim
Dallau
Mosbach
Neckargemünd
Königsbach
Pforzheim

Geologische Spezialkarte von Württemberg: 1:25 000.

Freudenstadt
Dornstetten
Nagold

Geologische Übersichtskarte von Bayern: 1:100 000.

Kronach
Zweibrücken

Schriften

Andrée, K.: Geologie des Meeresbodens. — **2.** Leipzig 1920.

— : Die Diagenese der Sedimente. — Geol. Rdsch., **2**, S. 61—74 und 117—130. Leipzig 1911.

Barg, H.: Untersuchungen über Badischen Schaumkalk. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver. 1933, S. 121—141. Stuttgart 1933 und 1934, S. 62—77. Stuttgart 1934.

Börner, R.: Der Muschelkalk im oberen Kinzigtal. — Dies. Jb. f. 1935, **56**, S. 539 bis 586. Berlin 1936.

Brinkmann, R.: Über die Schichtung und ihre Bedingungen. — Deecke-Festschr., S. 187—219. Berlin 1932.

Cloos, H.: Einführung in die Geologie. — Borntraeger, Berlin 1936.

Cloos, H. & Martin, H.: Der Gang einer Falte. — Deecke-Festschr., S. 74—88. Berlin 1932.

Cornish, V.: On sand-waves in tidal currents. — Geogr. J., **18**, S. 170—202. London 1901.

Dittmer, E.: Vorland und Watten zwischen Steinloch und Dwarsloch. — Arch. deutsch. Seewarte, **55**. Hamburg 1936.

Fraas, E.: Die Bildung der germanischen Trias. — Württembg. Jh. 1899.

Frantzen, W.: Untersuchungen über die Diagonalstruktur verschiedener Schichten mit Rücksicht auf Entstehung derselben im Buntsandstein usw. Dies. Jb. f. 1892, **13**, S. 138—185. Berlin 1893.

Frebold, H.: Über cyklische Meeressedimentation. — Leipzig 1925.

v. Freyberg, B.: Der Aufbau des unteren Wellenkalks im Thüringer Becken. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. **45**, S. 214—274. Stuttgart 1922.

— : Die Röt-Muschelkalkgrenze bei Eisfeld und im Schalkauer Muschelkalkplateau. — Geol. u. Paläont. Abh., N. F. **19**, S. 203—253. Jena 1932.

— : Seegangsrippeln im untersten Muschelkalk von Eisfeld i. Thür. — Cbl. Min., B, 1934, S. 555—558. Stuttgart 1934.

Gevers, T. W.: Zur Sedimentpetrographie des oberfränkischen Muschelkalks. — Cbl. Min., B, 1926, S. 417—428. Stuttgart 1926.

Gilbert, K.: Ripple-Marks and Cross-Bedding. — Bull. geol. Soc. America, **10**, S. 135—140. New York 1899.

Häntzschel, W.: Die Schichtungsformen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet. — Senckenbergiana, **18**, S. 316—356. Frankfurt a. M. 1936.

Heim, A.: Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. — N. Jb. Min., 1908/II, S. 136—157. Stuttgart 1908.

Hennig, E.: Geologie von Württemberg nebst Hohenzollern. — Berlin 1927.

Herbig, Ph.: Die Dynamik des deutschen Muschelkalkmeeresbodens usw. — Beitr. phys. Erforsch. Erdrinde, H. 4, preuß. geol. L.-A. Berlin 1931.

Henbel, L.: Beitrag zur Kenntnis des Muschelkalkes der Naumburger Gegend. — Dies. Jb. f. 1901, **22**. Berlin 1904.

Hildebrand, E.: Der Aufbau des Wellenkalkes, ein Beitrag zur Frage seiner allgemeinen Bildungsbedingungen. — Geol. u. paläont. Abh., N. F. **16**, S. 235—304. Jena 1928.

— : Über die chemisch-physikalischen Bedingungen der Knollenkalkbildung. — Z. deutsch. geol. Ges., **80**, 1928, S. 308—342. Berlin 1929.

Jessen, W.: Die postdiluviale Entwicklung Amrums und seine subfossilen und rezenten Muschelpflaster. — Dies. Jb. f. 1932, **53**, S. 1—69. Berlin 1933.

Jüngst, H.: Zur geologischen Bedeutung der Synärese. — Geol. Rdsch., **25**, S. 312 bis 325. Berlin 1934.

Kindle, E. M.: Small pit and mound structures developed during sedimentation. — Geol. Mag., **3**, S. 542—547. 1916.

Lotze, F.: Zur Erklärung der Querplattung (Sigmoidalklüftung) im Wellenkalk. — Cbl. Min., B, 1932, S. 300—307. Stuttgart 1932.

— : Zur Erklärung der tektonischen Klüfte. — Cbl. Min., B, 1933, S. 193 bis 199. Stuttgart 1933.

Lüders, K.: Sediment und Strömung. — Senckenbergiana, **14**, S. 387—390. Frankfurt a. M. 1932.

— : Entstehung der Gezeitenschichtung auf den Watten im Jadebusen. — Senckenbergiana, **12**, S. 229—254. Frankfurt a. M. 1930.

— : Entstehung und Aufbau von Großrücken mit Schillbedeckung in Flut- und Ebbetrichtern der Außenjade. — Senckenbergiana, **11**, S. 123—142. Frankfurt a. M. 1929.

— : Über das Wandern der Priele. — Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **29**, S. 19—32. Bremen 1934.

Pratje, O.: Die Sedimente der deutschen Bucht. — Wiss. Meeresunters., N. F., Abt. Helgoland, **18**, Nr. 6. Oldenburg i. O. 1931.

— : Die marinen Sedimente als Abbildung ihrer Umwelt und ihre Auswertung durch die regional-statistische Methode. — Deecke-Festschr., S. 220—245. Berlin 1932.

— : Die Schlickgebiete in der deutschen Bucht und die Beziehungen zwischen Strömung und Sediment. — Geol. Rdsch., **25**, S. 145—160. Berlin 1934.

— : Fossile kalkbohrende Algen *(Chaetophorites gomontoides)* in Liaskalken. — Cbl. Min., 1922, S. 299—301. Stuttgart 1922.

Reis, O. M.: Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias. — Geogn. Jh., **22**, 1909, S. 1 bis 285. München 1910.

Richter, Rud.: Flachseebeobachtungen zur Geologie und Paläontologie III.—VI. — Senckenbergiana, **4**, S. 103—141. Frankfurt a. M. 1922 u. VII—XI. — Senckenbergiana, **6**, S. 119—165 u. XV—XVI. — Senckenbergiana, **8**, S. 297 bis 315. Frankfurt a. M. 1926.

— : Eine geologische Exkursion in das Wattenmeer. — Natur u. Museum, **56**, S. 189—307. Frankfurt a. M. 1926.

— : Marken und Spuren im Hunsrückschiefer. Schichtung und Grundleben. — Senckenbergiana, **18**, S. 216—244. Frankfurt a. M. 1936.

Rüger, L.: Der Wellenkalk. — Beitr. Geol. Thüringen, **2**, S. 137—155. Jena 1936.

Schad, A.: Zur Entstehung der „Wellenstreifen" im Wellengebirge. — Cbl. Min., B, 1933, S. 1—8. Stuttgart 1933.

Schönfeld, G.: Bemerkenswerte Rippeln im Turon von Pirna. — Senckenbergiana, **8**, S. 196—197. Frankfurt a. M. 1925.

Schmidt, M.: Das Wellengebirge der Gegend von Freudenstadt. — Mitt. geol. Abt. württemb. statist. Landesamt, S. 1—99. Stuttgart 1907.

Schmitt, Ph.: Zur Petrogenese des fränkischen Wellenkalks. — Chemie d. Erde, **9**, S. 321—364. Jena 1935.

Schumacher, E.: Zur Kenntnis des unteren Muschelkalks im nordöstlichen Deutsch-Lothringen. — Mitt. Comm. geol. Landesunters. Elsaß-Lothringen. Straßburg 1888.

Schwarz, A.: Schlickfall und Gezeitenschichtung. — Senckenbergiana, **11**, S. 152 bis 155. Frankfurt a. M. 1929.

— : Spannungsauswirkungen an raumschwündigen Stoffen. — Senckenbergiana, **14**, S. 300—331. Frankfurt a. M. 1932.

— : Der tierische Einfluß auf die Meeressedimente. — Senckenbergiana, **14**, S. 118—172. Frankfurt a. M. 1932.

Schwinner, R.: Der Begriff „Scherung" in der Tektonik. — Cbl. Min., B, 1928, S. 31—43. Stuttgart 1928.

Seifert, A.: Neue Beobachtungen über Großrippeln in den Turonsandsteinen der sächsischen Schweiz. — Sber. u. Abh. naturwiss. Ges. Isis, 1933/1934, S. 122—135. Dresden 1934.

Seifert, A. & Häntzschel: Groß- und Kleinrippeln im Elbsandsteingebirge. — Ebenda, 1931, S. 100—110. Dresden 1932.

Seifert, H.: Vergleichende stratigraphische Untersuchungen über den Unteren Muschelkalk in Mittelthüringen. — Dies. Jb. f. 1928, **49**, T. II, S. 859 bis 917. Berlin 1929.

Trusheim, F.: Zur Bildungsgeschwindigkeit geschichteter Sedimente im Wattenmeer, besonders solcher mit schräger Parallelschichtung. — Senckenbergiana, **11**, S. 47—55. Frankfurt a. M. 1929.

— : Kleine Beobachtungen an Rippeln. — Natur u. Volk, **66**, S. 288—293. Frankfurt a. M. 1936.

Twenhofel, W.: Treatise on sedimentation. — 2. Aufl. Baltimore 1932.

Vollrath, P.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des fränkischen Wellengebirges. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. **50**, S. 120—288. Stuttgart 1924.

Wagner, E.: Beitrag zur Bionomie und Faziesbildung des Muschelkalks bei Jena. — Dies. Jb. f. 1921, **42**, S. 381—432. Berlin 1923.

Wagner, G.: Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte mit bes. Berücksichtigung Süddeutschlands. — Hohenlohe'sche Buchhdlg. F. Rau, Öhringen 1931.

Wagner, R.: Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalks von Jena. — Abh. Kgl. preuß. geol. L.-A., N. F. H. **27.** Berlin 1897.

Willfahrt, M.: Sedimentationsprobleme in der germanischen Senke zur Perm- und Triaszeit. — Geol. Rdsch., 1933, S. 349—377. Berlin 1933.

— : Strömungserscheinungen im Wellenkalkmeer. — Z. deutsch. geol. Ges., **86,** S. 265—285. Berlin 1934.

— : Die Gezeiten im Meer des Malms bei Solnhofen. — Z. deutsch. geol. Ges., **88,** S. 57—61. Berlin 1936.

Wrage, W.: Das Wattenmeer zwischen Trischen und Friedrichskoog. — Arch. deutsch. Seewarte, **48,** Nr. 5, S. 114 ff. Hamburg 1930.

Urschrift eingegangen am 26. Juni 1937

Druckauftrag erteilt am 13. Juni 1938

Das Moor am Hang der Großen Heide im Waldenburger Berglande

Von K. Steidinger, Waldenburg

Hierzu Tafel 47 und 4 Abbildungen

Die großen Eruptivgesteinsgebiete des Waldenburger Berglandes zeigen einen überaus steinigen Boden, der zudem meist noch wegen des tiefen Grundwasserstandes sehr trocken ist. Da aber die meisten Gesteine hervorragend reich an Nährstoffen sind und die Niederschläge eine ansehnliche Höhe erreichen, finden wir allenthalben außerordentlich gesunde Fichtenbestände. Um so mehr ist man überrascht, wenn man an dem steilen Nordhang der „Großen Heide" bei Langwaltersdorf eine etwa 70 Ar große Stelle findet, die einen ganz anderen Charakter aufweist: Kleine, verkrüppelte Fichten, mit Flechten bedeckt, kämpfen um ihr Dasein in roten und grünen Polstern von Torfmoosen und dichten Beständen von Krähen- und Rauschbeeren. Der eigenartige Moorgeruch gibt die Gewißheit, daß wir ein „Hochmoor" vor uns haben; es steht als Naturdenkmal unter Naturschutz.

I. Schrifttum

Im Schrifttum findet das Moor seine erste Erwähnung 1868 bei Milde (8). Er schreibt: „Eine besondere Erwähnung verdient ein westlich von Langwaltersdorf am Nordabhange der „Hohen Heide" gelegenes Hochmoor, das ich unter Führung der Herren Förster Strähler und Schneider zu besuchen Gelegenheit hatte. Das Moor weicht dadurch wesentlich von ähnlichen Mooren der Seefelder und der Heuscheuer ab, daß es nicht eine horizontale Fläche, sondern einen sehr geneigten Bergabhang bedeckt. Obgleich wenig über 2000 Fuß gelegen, ist die auf ihm häufig vorkommende Rottanne doch schon verkümmert. Ungewöhnlich hohe, halbkreisförmige Polster von *Sphagnum acutifolium*, die an Gräber erinnern, haben dieser Örtlichkeit wahrscheinlich den Namen „Kirchhofslehne" verschafft. Häufig finden sich außerdem *Polytrichum strictum* var. *alpestre* mit *Vaccinium myrtillus, Vacc. vitis idaea, Vacc. uliginosum* und *Empetrum*. Hier und da bilden richtige Rasen von *Dicranum fuscescens* var. *flexicaule* steril und fruktifizierend Massenvegetation, daneben *Webera nutans, Ptilidium ciliare, Scapania umbrosa, Dicr. scoparium, Tetraphus pelluc., Dicranodont. longirostre* untergeordnet, sehr selten *Pogonatum alpinum*. Eigentümlich für dieses Moor ist das massige Auftreten von *Dicran. fuscescens*, welches hier offenbar das sonst an derartigen Stellen vorkommende *Dicran. schraderi* vertritt und zur Torfbildung beiträgt. Auffallend war nur noch die Erscheinung, welche sogleich an die in der Nähe befindlichen „Windlöcher" erinnerte: Obgleich der Mittag, an welchem ich dieses Moor besuchte, ein sehr heißer war, so spürte man doch, wenn man sich bückte,

einen so auffallend kalten Luftzug, der aus den Moorpolstern und kleinen Höhlen des Moores emporstieg, daß man sich vor Erkältung hüten mußte."

Im Jahre 1872 erwähnt Strähler das Moor in seiner „Phanerogamen- und Gefäßkryptogamenflora von Görbersdorf" (11) und stellt das Vorhandensein von *Vaccinium Oxycoccos* und *Ledum palustre* fest.

1881 wird das Moor in der Flora von Fiek (3) genannt. Es wird hier auf *Oxycoccus palustris* Pers. und *Oxycoccus microcarpus* Turcz. hingewiesen.

Das vorhandene Schrifttum zeigt also vor allem eine Aufzählung des Pflanzenbestandes. Die vorliegende Arbeit will in erster Linie versuchen, einige ursächliche Zusammenhänge in dieser Lebensgemeinschaft zu klären.

II. Neuere Untersuchungen über die Vegetation des Moores

A. Die Standortsbedingungen

Um die geologischen Verhältnisse zu veranschaulichen, ist eine Karte (Abb. 1 und 2) beigefügt, die das Ergebnis der Vermessungen — ausgeführt von Landmesser W. Bremer — darstellt; sie gibt gleichzeitig auch einen Überblick über die einzelnen Teile des Moores. Es sei bemerkt, daß auf dieser Skizze die Himmelsrichtungen nicht in der üblichen Form festgelegt sind; der Beschauer soll den Bergabhang in seiner natürlichen Lage vor Augen haben; Norden liegt auf dem Blatt unten, Süden oben, Westen rechts und Osten links.

Nähern wir uns von Westen dem Moore auf dem Fußwege c, so durchschreiten wir bei B zunächst ein V Tal, dessen Form beweist, daß hier

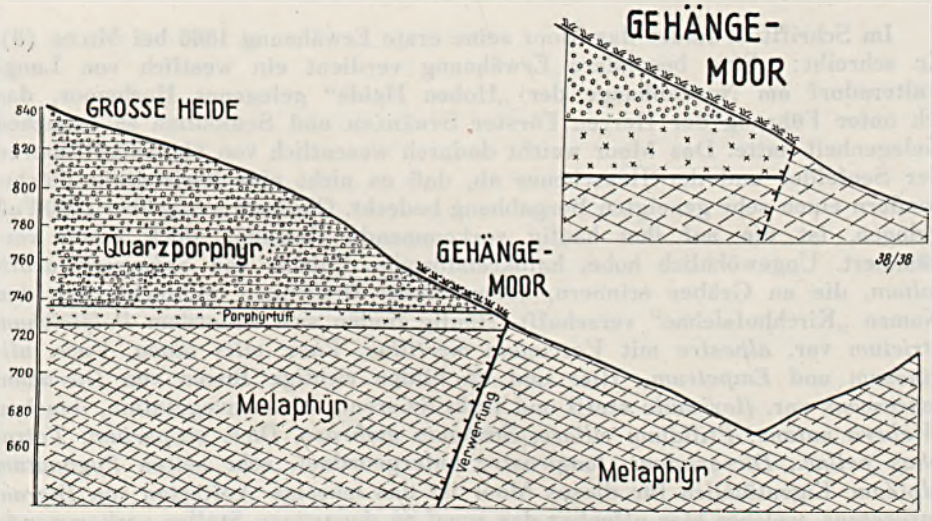


Abb. 1. Profil durch den Nordabhang der „Großen Heide". Oben rechts: Teil davon mit den wahrscheinlichen Lagerungsverhältnissen am Gehängemoor. — Da das Profil im Streichen der Schichten verläuft, so erscheinen diese in waagerechter Lagerung.

das Wasser schon recht lange an der Ausarbeitung gewirkt haben muß. (Punkt B liegt auf dem Meßtischblatt 3073, Waldenburg [Schles.], rechts $^{55}84{,}35$, hoch $^{56}19{,}80$). Der Pfad führt über Porphyrtuff (t P), bis er schließlich an der tiefsten Stelle an den blasigen Quarzporphyr (P b) stößt und sich nun auf der Grenze zwischen beiden Gesteinen entlangzieht. Weiter im Osten geht er in den Fußweg a über. Da, wo der Weg b abzweigt, liegt unterhalb des Pfades ein zweites V Tal, das aber wesentlich jüngere Züge zeigt als das erstgenannte. An den Porphyrtuff schließt sich talwärts Melaphyr (M) an.

Die Pflanzen-Assoziationen II, III und IV (s. S. 550) liegen auf blasigem Quarzporphyr; sie besitzen eine ausgesprochen reine Moorvegetation. Die Assoziationen I, II a und IV a, deren Unterlage Porphyrtuff bildet, zeigen geringeren Moorcharakter.

Für die Untersuchung ergaben sich aus alledem zunächst zwei Fragen:

1. Warum entstand gerade an dieser Stelle des Berglandes ein Moor?
2. Wie ist das verschiedenartige Gesicht der Moorteile zu erklären?

Das Kartenbild läßt erkennen, daß östlich und westlich des Moores dieselben geologischen Verhältnisse zu finden sind wie in der Unterlage des Moores selbst, und daß im Osten der Berghang außerdem auch dieselbe Lage nach Norden aufweist. Der Baumbestand ist aber auf beiden Seiten durchaus gesund. Warum sind diese Stellen nicht auch vermoort?

Sehr wichtig scheint nun ein Umstand, auf den bereits Milde hingewiesen hat: er spricht von einem auffallend kalten Luftzug, der aus den Moorpolstern und aus kleinen Höhlen des Moores emporstieg.

In der Richtung der Linie x y über x hinaus verläuft eine Verwerfung, die unterhalb des „Fahrweges“[1]) im Quarzporphyr und im Porphyrtuff nach Westen hin Spalten im Gestein hervorgerufen hat; oberhalb des „Fahrweges“ liegen solche Spalten unmittelbar an der Verwerfungslinie. Alle Spaltöffnungen — unterhalb und auch oberhalb des Fahrweges — sind jedoch bis auf drei durch Geröll und Erdreich verschüttet oder durch Moospolster der Sicht entzogen. Zwei der sichtbaren Spalten liegen im Moor: die eine Öffnung in Assoziation II, die andere in Assoziation IV; beide sind so weit, daß man mit einem Arm bequem hineinfahren kann. Die dritte Spalte ist 100 m höher zu sehen, ungefähr in der Höhenlinie 840 in x y; sie führt im Volksmunde den Namen „Großes Windloch“. Die Spalte gleicht am Ausgange einem Granattrichter (Taf. 47, Fig. 2); noch in 6 m Tiefe gibt sie einem Manne genügend Raum zur Bewegung frei. Es ist anzunehmen, daß zu Mildes Zeiten — also vor 70 Jahren — vor allem im Moor noch mehr Spalten offen standen, so daß selbst dem flüchtigen Besucher diese „Höhlen“ auffallen mußten.

An den beiden noch sichtbaren Spaltöffnungen im Moore wurden im Laufe der Sommerhalbjahre 1927 und 1928 folgende Beobachtungen gemacht: Es strömte so stark Luft nach außen, daß die Flamme einer Wachskerze nahe am Erlöschen war. Die ausströmende Luft wies erstaunlich niedrige

1) Der „Fahrweg“ liegt in der Höhenlinie 800.

Temperaturen auf. Das Bodenthermometer zeigte z. B. in der Spalte bei der Pflanzenassoziation II in 1 m Tiefe folgende Wärmegrade:

am 18. September 1927	+ 3,6° C,
am 2. Oktober 1927	+ 4,3° C,
am 23. Oktober 1927	+ 3,8° C,
am 26. April 1928	+ 4,5° C,
am 12. August 1928	+ 2,6° C.

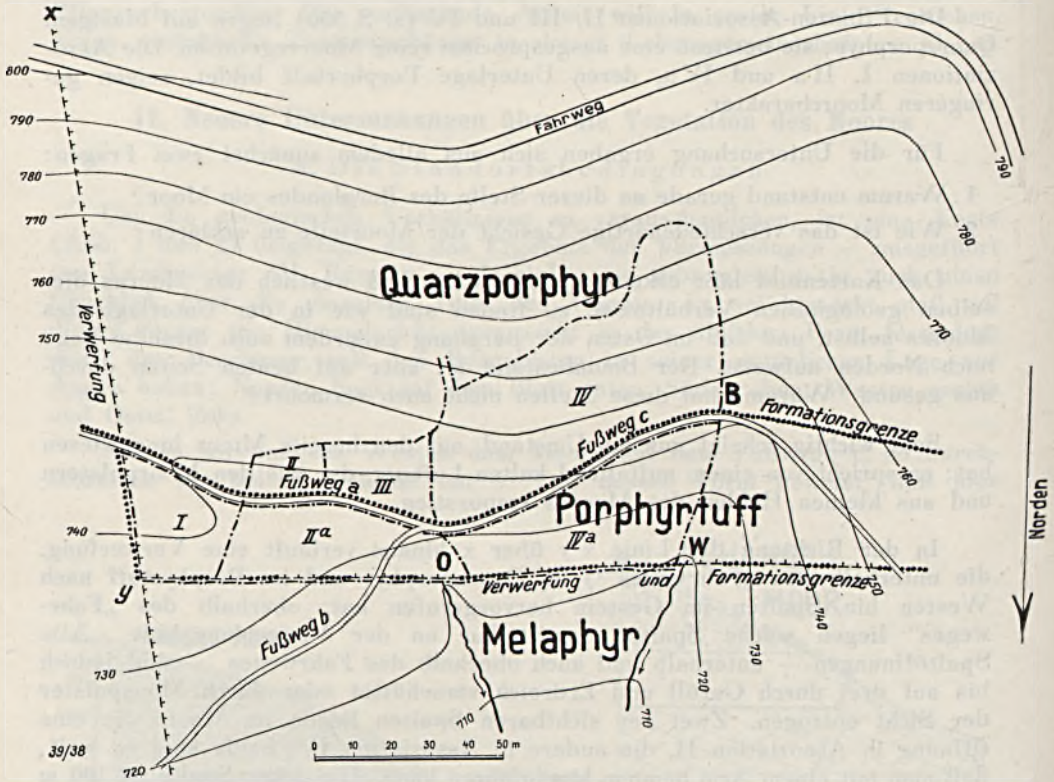


Abb. 2. Lageplan des Gehängemoores an der „Großen Heide".
— . — . — Grenze des Moores und dessen Pflanzenassoziationen: II, III und IV auf blasigem Quarzporphyr; I, II a und IV a auf Porphyrtuff.
Aufgemessen und gezeichnet von Landmesser W. Bremer.

Die Außenluft hatte im Jahre 1927 an den genannten Tagen bei + 9° C ihren größten Tiefstand und erreichte am 26. April 1928 + 22° C, am 12. August 1928 + 18° C über dem Moore. An dem „Großen Windloche", oberhalb des Fahrweges, wurde im Verlaufe der Sommer 1927 und 1928 des öfteren festgestellt, daß dort Luft nicht nach außen, sondern stark nach innen strömte und sich dabei schnell abkühlte. Während z. B. am 25. Juli 1927 die Außentemperatur + 19° C betrug, zeigte der Wärmemesser in 6 m Tiefe + 13° C.

Im Winter wurden bezüglich der Luftströmung gerade die umgekehrten Verhältnisse beobachtet. Am 29. Dezember 1927 strömte bei den „kleinen Windlöchern" im Moor die Luft so stark nach innen und am „Großen Windloch" so stark nach außen, daß ein brennendes Licht sofort zum Erlöschen kam. Gleichzeitig fiel eine andere Erscheinung auf. Etwa 50 m über der Grenze der Assoziationen III und IV zeigte sich an der Böschung oberhalb des Fahrweges eine etwa 2 qm große Fläche schneefrei, der Boden war völlig aufgetaut; aus der Fläche selbst stiegen unausgesetzt Wasserdämpfe auf. Das war bei — 13° C und einer Schneelage von 40—50 cm Höhe seltsam. Ein ähnliches Bild bot weiter oben das „Große Windloch": dauernd entquollen Wasserdampfwolken dem Spalt; an den Wänden rannen Wassertropfen hinab, der Trichter war schneefrei; in seiner Umgebung war die Schneelage höchstens 2—5 cm dick, zuweilen auch völlig abgetaut, der Erdboden war weich und feucht. In 6 m Tiefe zeigte die Luft eine Wärme von + 7° C! Bei den „Windlöchern" in den Assoziationen II und IV lagen die Verhältnisse anders: kalte Luft von — 13° C strömte ein. Nachdem die Luftzufuhr durch Verstopfen der Einfuhröffnung unterbunden war, stieg die Temperatur im Innern dieser Spalten in kurzer Zeit auf — 9° C.

Wie sind nun diese Beobachtungen zu erklären?

Von der Verwerfung x y zweigen im Moorgebiet nach Westen Erdspalten ab, die miteinander und mit der Hauptverwerfung in Verbindung stehen. Die Spalten im Moor sind bis auf die Öffnungen in den Assoziationen II und IV verschüttet, überrollt oder auch durch Moorbildungen verdeckt. Durch sie alle vermag aber im Winter kalte Luft einzuströmen. Die in den unterirdischen Hohlräumen angesammelte Luft besitzt vom Sommer her eine Wärme von 0 bis + 8° C. Diese warme Luft steigt nach oben und strömt durch Spalten am Fahrwege und oberhalb desselben am „Großen Windloche" aus. Dadurch wird aber neue, kältere Außenluft im Moor angesaugt. Im März/April des nächsten Jahres erfolgt die Umstellung: Im Moor strömt kalte Luft nach außen und oberhalb des Moores — 50 bis 100 m höher — zieht warme Außenluft in die Erde hinein. Die kalte Luft — in überreichem Maße in den Verwerfungsspalten und den Hohlräumen des Gesteins angesammelt — kommt infolge ihrer Schwere in abwärtsgleitende Bewegung und saugt dadurch die wärmere Außenluft durch die Spalten oberhalb des Moores ein. Das geschieht so lange, bis im Oktober/November die Durchlüftung wieder in entgegengesetzter Richtung erfolgt. Die im Sommer im Moor nach außen strömende kalte Luft führt die geringe Bodenwärme des Moores herbei.

Die Messungen, die in den Monaten April bis Oktober durchgeführt wurden, zeigten in allen Assoziationen dasselbe: Stets war die Bodentemperatur im Moor wesentlich niedriger als an jeder anderen Stelle außerhalb des Moores. Die Unterschiede betrugen 5—11° C. Gleichzeitig fiel auf, daß nicht nur im Gebiet des ganzen Moores, sondern auch innerhalb der einzelnen Assoziationen an ein und demselben Tage in derselben Tiefe die Temperaturen an verschiedenen Punkten stets andere waren. Irgendeine Gesetzmäßigkeit ließ sich nirgends feststellen.

Einige Beispiele mögen das Gesagte erhärten.

Messungen am 25. Juli 1927 in 20 cm Tiefe: In Assoziation IV: + 2,2° C; + 3,2° C; + 1,1° C. Außerhalb des Moores: + 12° C.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Am 18. September 1927 wurden festgestellt:

in Assoziation II in 20 cm Tiefe	+ 3,7° C,
in Assoziation III in 20 cm Tiefe	+ 5,7° C,
in Assoziation IV in 20 cm Tiefe	+ 4,8° C,
in Assoziation IV in 40 cm Tiefe	+ 3,2° C,
außerhalb des Moores in 20 cm Tiefe	+10,8° C.

Um die Stärke der Abkühlung im Sommer noch genauer zu kennzeichnen, möge folgendes als Ergänzung hinzugefügt werden. Am 11. Juni 1927 wurde in der Assoziation IV an einer Stelle 20 cm unter der Oberfläche eine 15 cm starke, durch und durch gefrorene Torfschicht vorgefunden, die dem Gestein unmittelbar auflag. In Assoziation III war im Sommer 1927 ein etwa 50 cm tiefes und ungefähr 30 cm breites Loch durch Wegnahme des Torfes und Beseitigung einiger Steine hergestellt worden. Im Laufe des Jahres war von den Seitenwänden dieses Loches etwas Torf abgebröckelt, und dieser bedeckte in einer 4 cm starken Schicht das Gestein am Grunde der Vertiefung. Als nun am 12. August 1928 der Boden wieder freigelegt werden sollte, zeigte sich, daß die 4 cm starke Torfschicht bis zum Grunde gefroren war. Dabei tropfte aus den Torfpolstern am oberen Rande dauernd Wasser in das Loch. Die Luft über dem Moore und auch außerhalb desselben zeigte eine Wärme von + 18° C! Die Bodentemperatur betrug östlich und westlich des Moores in 20 cm Tiefe + 11,2° C. Die vorangegangenen vier Wochen hatten in der Witterung allenthalben in Schlesien eine starke Hitzewelle gebracht. Es mag zugegeben werden, daß die Lage des Moores — der Hang ist nach Norden gerichtet — eine Erwärmung durch Sonnenstrahlung nicht in demselben Maße ermöglicht, wie etwa an einem Ost- oder Südhange. Die Sonne trifft das Moor Ende März und verschwindet völlig im Oktober. Trotzdem sind aber Erscheinungen, wie die eben geschilderten, in keiner Weise durch die Lage allein zu erklären, zumal ja Berghänge in derselben Richtung und mit demselben Neigungswinkel östlich des Moores ein üppiges, gesundes Pflanzenwachstum aufweisen.

Die geringste Wärme mag vielleicht über Verwerfungsspalten gemessen werden. Neben den Gesteinsspalten wirken aber auch die Hohlräume im blasigen Quarzporphyr selbst als Luftvorratsbehälter, und darum erfolgt die Abkühlung auch unmittelbar von der Gesteinsunterlage aus. Es muß aber betont werden, daß die Hohlräume im blasigen Quarzporphyr zur Erklärung der Gesamterscheinung allein nicht genügen; denn dann müßte auch mindestens östlich x y Moorbildung auftreten. Durch die unterirdische Luftzuführung aus den verschiedensten Stellen — Gesteinsklüften oder dem Quarzporphyr selbst — und aus den Hemmungen, die sich der Luftzufuhr aus tiefliegenden Hohlräumen durch Gestein, eingedrungenes Wasser u. a. in den Weg stellen, erklärt sich zur Genüge die Verschiedenheit der Bodenwärme.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, daß die Verwerfung am Ostrande des Moores und die damit im Zusammenhang stehende regelmäßig wechselnde Luftführung die Ursachen für die geringe Bodenwärme sind. Durch die Unterkühlung der Unterlage aber ist die Vorbedingung gegeben für die Alleinherrschaft der Moorpflanzen; nur sie allein können solch niedrige Temperaturen in ihrer Wachstumszeit ertragen.

In der Pflanzendecke treten aber sehr scharf Unterschiede in die Erscheinung, die auf besondere Ursachen zurückzuführen sein müssen. Von

entscheidendem Einfluß scheint hier die Wasserführung des Gebietes zu sein. Die Zeichnung auf S. 548 zeigt die mutmaßlichen Lagerungsverhältnisse der Gesteinsunterlage in vertikalem Schnitt. Auf der Lageskizze (S. 550) sind zwei Quellen, O und W vermerkt. Beide Quellen liegen auf der Grenze von Porphyrtuff und Melaphyr, O etwas über der Höhenlinie 720, W etwa bei 719 m. Zahlreiche Beobachtungen haben ergeben, daß die Quelle bei W Sommer und Winter gleichmäßig Wasser abgibt, in der Minute etwa 5 Liter. Die Quelle O fließt sehr selten; nur nach starken, lange anhaltenden Regengüssen konnte ein Abfluß beobachtet werden, der dann aber stärker war als bei W. Die Temperatur des Quellwassers schwankt im Laufe des Sommers zwischen $+4^0$ und $+5{,}5^0$ C; nur im Winter, am 29. Dezember 1927, zeigte bei einer Lufttemperatur von -13^0 C das Wasser der Quelle W $+2{,}5^0$ C.

Zur Erklärung dieser Tatsachen nehme ich folgendes an: Von der Verwerfung x y zweigt am Melaphyr-Rande nach Westen eine Verwerfung ab, die bis an die westliche Moorgrenze reicht (Skizze S. 550). Durch diese Verwerfung kommt ein Trog zustande, der am Grunde wasserundurchlässig ist; denn die unteren Teile des Porphyrtuffes, unmittelbar über dem Melaphyr, sind tonig und ebenso ist die Verwerfungsfläche im Melaphyr mit tonigem Zerreibungsmaterial belegt. Das Wasser am Grunde des Troges stagniert auf diese Weise im östlichen Teile des Moores und quillt nur nach starken Niederschlägen bei Punkt O über den Melaphyr-Rand. Bei Quellpunkt W ist dieser vordere Trogrand durchbrochen oder nur noch von ganz geringer Höhe, so daß dort das Wasser einen dauernden Abfluß hat. Bezeichnend ist, daß hier *Planaria alpina* Dana. — sonst nicht selten in den Quellbächen des Waldenburger Berglandes — nicht festgestellt werden konnte.

Als wesentlich ist hervorzuheben, daß das Moorwasser nicht von Quellwasser stammt, das aus der Unterlage aufquillt; es ist vielmehr angesammeltes Niederschlagswasser, das an dem Verwerfungsrande wie an einem Wehr überfließt.

Welche Folgen ergeben sich aus dieser Wasserführung?

Bei O kommt das Wasser nur selten zum Abfluß; es bleibt in dem „Trog" stehen und durchfeuchtet die darüber liegende Porphyrtufflage. Auch der blasige Quarzporphyr, der an dieser Stelle über dem Porphyrtuff liegt, wird auf diese Weise stärker wasserhaltig, und wir finden dort — in der Assoziation III — die Moose, die den ungünstigsten Bodenzustand anzeigen. Auch der Teil, der noch im Porphyrtuff unmittelbar über O liegt, zeigt deutlichen Moorcharakter. In der Richtung auf W zu bemerkt man auf dem Porphyrtuff eine Besserung des Pflanzenbestandes: der Baumbestand ist etwas kräftiger, wenn er auch noch weit vom gesunden Wuchse entfernt ist. Die Ursache für diese Erscheinung ist sicher z. T. in dem ständigen Abflusse des angesammelten Wassers bei W zu suchen.

Auf welchem Wege erreicht nun das Niederschlagswasser die Sohle des oben genannten Troges? Der blasige Quarzporphyr ist hochgradig wasserdurchlässig. Alles Wasser versinkt sofort bis zur Obergrenze des Porphyrtuffes. Erst hier wird es gestaut; es durchfeuchtet die unteren Lagen des blasigen Quarzporphyrs und allmählich auch den viel weniger durchlässigen Porphyrtuff. Die Anstauung muß außerordentlich stark sein; denn gerade auf den am tiefsten liegenden Quarzporphyrflächen — also dicht über dem Porphyrtuff — ist die Moorvegetation am reinsten. In der Porphyrtufflage hat dann

das Wasser bei O und W die Möglichkeit des Abflusses. Weiter talwärts, jenseits der Verwerfung, auf Melaphyr-Untergrund, ist ein Gedeihen der Moorpflanzen nicht mehr möglich; denn das Wasser verfällt hier schnell in den Spältchen zwischen den scharfeckigen Melaphyrbruchstücken. Hinzu kommt als der bei weitem wichtigere Faktor, daß mit der Melaphyr-Verwerfung auch jene eigenartige Durchlüftungserscheinung, die von der Verwerfung x y herrührt, plötzlich abbricht. Die Bodenwärme, die im Porphyrtuff — vor allem in den Assoziationen II a und IV a — im allgemeinen ein klein wenig zunimmt, erreicht im Melaphyr sprunghaft dieselbe Höhe, wie sie anderwärts weit außerhalb des Moores zur gleichen Zeit festgestellt worden ist.

B. Die Pflanzenbestände

Wie groß der Einfluß der Standortsbedingungen auf die Verteilung der Pflanzengesellschaften ist, beweist die Aufnahme des Pflanzenbestandes. Es können deutlich mehrere Assoziationen oder Pflanzengesellschaften (Pflanzen-Vereine) mit übereinstimmender floristischer Zusammensetzung und derselben Physiognomie unterschieden werden. Bei der Aufnahme selbst ist die Hult-Sernandersche Skala angewandt worden. Es bedeuten also:

5 = (deckenbildend)	50—100%	der Bodenfläche bedeckt,
4 = (reichlich)	25—50%	der Bodenfläche bedeckt,
3 = (zerstreut)	12½—25%	der Bodenfläche bedeckt,
2 = (spärlich)	6¼—12½%	der Bodenfläche bedeckt,
1 = (vereinzelt)	0—6¼%	der Bodenfläche bedeckt.

Bei der Aufzählung der Pflanzenbestände werden hier stets nur zwei Zahlen genannt werden: die in Klammern stehenden Zahlen geben den Verbreitungsgrad an, während die hinter der Klammer stehende Zahl den mittleren Deckungsgrad bezeichnet. Es bedeutet also z. B. *Cladonia rangiferina* (X 7) 2, daß diese Flechte unter 10 Quadraten in 7 Quadraten vorgefunden wurde und daß der mittlere Deckungsgrad 2 beträgt. Die Assoziationen sind auf der Lageskizze (S. 550) mit römischen Ziffern gekennzeichnet. Der Charakter der Assoziationen I und IV a ist eindeutig und darum erfolgte hier keine besondere Aufnahme des Bestandes.

Assoziation I (s. S. 557).

Assoziation II: *Vaccinium uliginosum*-Assoziation.

1.	*Picea excelsa* Link	(V 2) 1
2.	*Vaccinium myrtillus* L.	(V 4) 2
3.	*Vaccinium uliginosum* L.	(V 4) 4
4.	*Vaccinium vitis idaea* L.	(V 5) 2
5.	*Empetrum nigrum* L.	(V 1) 1
6.	*Sphagnum acutifolium* Ehrh.	(V 1) 2
7.	*Dicranella curvata* (Hedw.) Schimp.	(V 1) 1
8.	*Dicranum scoparium* (L.) Hedwig	(V 3) 1
9.	*Webera nutans* (Schreb.) Hedw.	(V 1) 1
10.	*Pogonatum nanum* (Schreb.) P. Beauv. var. *longisetum* (Hampe)	(V 1) 2
11.	*Polytrichum strictum* Banks	(V 4) 2

12.	*Hypnum schreberi* Willd.	(V 4)	2+
13.	*Hypnum crista-castrensis* L.	(V 1)	2
14.	*Hylocomium splendens* (Dill.) Br. Sch. G	(V 1)	1
15.	*Cephalozia bicuspidata* (L.) Dum.	(V 1)	2
16.	*Cladonia rangiferina*	(V 4)	2+
17.	*Cetraria islandica*	(V 3)	2+

Assoziation II a: *Polytrichum strictum*-Assoziation.

1.	*Picea excelsa* L.	(V 2)	1
2.	*Vaccinium myrtillus* L.	(V 3)	1
3.	*Vaccinium uliginosum* L.	(V 4)	2+
4.	*Vaccinium vitis idaea* L.	(V 4)	1
5.	*Empetrum nigrum* L.	(V 1)	2
6.	*Aira flexuosa* L.	(V 1)	1
7.	*Sphagnum acutifolium* Ehrh.	(V 4)	2
8.	*Dicranum scoparium* (L.) Hedwig	(V 3)	2
9.	*Dicranum majus* Smith	(V 2)	1
10.	*Georgia pellucida* (L.) Rabenh.	(V 1)	1
11.	*Webera nutans* (Schreb.) Hedw.	(V 1)	1
12.	*Pogonatum nanum* (Schreb.) P. Beauv. var. *longisetum* (Hampe)	(V 1)	1
13.	*Polytrichum strictum* Banks	(V 5)	4
14.	*Polytrichum commune* L.	(V 1)	1
15.	*Hypnum schreberi* Willd.	(V 2)	2+
16.	*Hylocomium splendens* (Dill.) Br. Sch. G.	(V 1)	2
17.	*Cephalozia bicuspidata* (L.) Dum.	(V 1)	1
18.	*Cladonia rangiferina*	(V 2)	1
19.	*Cetraria islandica*	(V 1)	1
20.	*Hygrophorus niveus* Scop.	(V 1)	1
21.	*Lactaria helva* Fr.	(V 1)	1
22.	*Lactaria necator* Pers.	(V 1)	1
23.	*Russulina decolorans* Fr.	(V 2)	1

Assoziation III: *Sphagnum acutifolium*-Assoziation.

1.	*Pinus silvestris* L.	(X 1)	1
2.	*Picea excelsa* Link.	(X 4)	1
3.	*Vaccinium myrtillus* L.	(X 4)	2
4.	*Vaccinium uliginosum* L.	(X 10)	3
5.	*Vaccinium vitis idaea* L.	(X 5)	1
6.	*Vaccinium oxycoccos* L. var. *microcarpum* (Turcz.)	(X 3)	2
7.	*Empetrum nigrum* L.	(X 10)	3
8.	*Sphagnum acutifolium* Ehrh.	(X 10)	4
9.	*Pogonatum nanum* (Schreb.) P. Beauv. var. *longisetum* (Hampe)	(X 3)	1
10.	*Polytrichum strictum* Banks	(X 2)	2
11.	*Hypnum schreberi* Willd.	(X 10)	2
12.	*Hypnum crista-castrensis* L.	(X 1)	1
13.	*Hylocomium splendens* (Dill.) Br. Sch. G.	(X 6)	2+
14.	*Ptilidium ciliare* (L.) Hampe	(X 1)	1

15.	*Cladonia rangiferina*	(X 7) 2
16.	*Cetraria islandica*	(X 2) 1
17.	*Lactaria necator* Pers.	(X 3) 1

Assoziation IV: *Empetrum nigrum*-Assoziation.

1.	*Picea excelsa* Link.	(X 3) 1
2.	*Vaccinium myrtillus* L.	(X 9) 2
3.	*Vaccinium uliginosum* L.	(X 8) 2
4.	*Vaccinium vitis idaea* L.	(X 9) 1
5.	*Empetrum nigrum* L.	(X 10) 4
6.	*Ledum palustre* L.	(X 4) 2
7.	*Lycopodium annotinum* L.	(X 1) 1
8.	*Sphagnum acutifolium* Ehrh.	(X 10) 3
9.	*Sphagnum medium* Limpr.	(X 3) 1
10.	*Dicranum scoparium* (L.) Hedw.	(X 6) 1 +
11.	*Georgia pellucida* (L.) Rabenh.	(X 1) 1
12.	*Webera nutans* (Schreb.) Hedw.	(X 1) 1
13.	*Polytrichum strictum* Banks	(X 3) 1
14.	*Polytrichum commune* L.	(X 1) 1
15.	*Plagiothecium silvaticum* (Huds.) Br.Sch.G.	(X 1) 1
16.	*Plagiothecium silesiacum* (Seliger) Br. Sch. G.	(X 2) 1
17.	*Hypnum schreberi* Willd.	(X 10) 3
18.	*Hylocomium splendens* (Dill.) Br. Sch. G.	(X 9) 2
19.	*Bazzania trilobata* (N. v. E.) Gray.	(X 2) 2
20.	*Cephalozia bicuspidata* (L.) Dum.	(X 2) 1
21.	*Ptilidium ciliare* (L.) Hampe	(X 2) 1
22.	*Cladonia rangiferina*	(X 4) 1
23.	*Lactaria necator* Pers.	(X 3) 1

Alle Assoziationen haben eine übereinstimmende Grundformenkombination; wir müssen sie zur Formation Moor zusammenfassen. Es will mir aber der im Berglande übliche Name „Hochmoor" trotz der Hochmoorvegetation nicht richtig scheinen, da das Kennzeichnende des Hochmoores, die uhrglasförmig gewölbte Oberfläche nicht wahrnehmbar ist, auch die Sphagnen nicht eine so vorherrschende Rolle spielen, wie es beim echten Hochmoor der Fall ist. Die Formation ist besser als „Gehängemoor" zu bezeichnen.

Die Assoziationen I, II a und IV a liegen auf Porphyrtuff, II, III und IV auf blasigem Quarzporphyr. Nicht ein einziger Teil des Moores bedeckt eine waagerechte Fläche. Am wenigsten geneigt ist Assoziation I; bei II beträgt der Neigungswinkel 18°, bei II a $27\frac{1}{2}$°, bei III 30° bei IV und IV a 40—45°. Die einzelnen Flächen haben etwa folgende Größe: I = 670 qm, II = 260 qm, II a = 830 qm, III = 450 qm, IV = 3000 qm, IV a = 1800 qm. Die gesamte Moorfläche ist demnach rund 70 a groß.

Sämtliche Assoziationen auf dem Porphyrtuff — also I, II a und IV a — zeigen im Verhältnis zu den Moorflächen auf dem blasigen Quarzporphyr eine wesentlich geringere Durchfeuchtung der Gesteinsunterlage, eine Erscheinung, die aus den bereits dargestellten geologischen Verhältnissen zu verstehen ist.

Den schwächsten Grad an Feuchtigkeit weist das Substrat in I auf. Diese Assoziation ist als *Cetraria-Cladonia*-Assoziation anzusprechen; denn *Cetraria islandica* und *Cladonia rangiferina* sind vorherrschend. Daneben sind vertreten *Dicranum scoparium, Vaccinium uliginosum* und am Rande *Picea excelsa* in dürftiger Form. Es ist ersichtlich, daß hier zwei Faktoren die Pflanzenwelt maßgeblich beeinflussen: die Trockenheit der Unterlage und die geringe Bodenwärme.

Während in I die Torfbildung äußerst schwach ist, erreicht die Torfschicht in II, II a, III und IV eine Stärke von 10—50 cm. Diese Schicht liegt dem Gestein unmittelbar auf. Assoziation IV a, die zunächst unterhalb des Fußweges c dasselbe Bild zeigt wie IV, ändert sich talwärts: die Durchfeuchtung läßt nach und der Nährboden, der dem Gestein aufliegt, wird infolge der allmählich etwas zunehmenden Erwärmung zu Modererde, die mit Moorerde durchsetzt ist. Wenn auch allenthalben starke Hemmungen des Pflanzenwachstums erkennbar sind, so ist doch ein etwas besseres Gedeihen von *Picea excelsa* möglich.

Die stärkste Nässe ist in Assoziation III wahrnehmbar; hier hat sich ein Sphagnetum herausgebildet. Da die Niederschlagsmengen auf dem gesamten Moor — wegen der nicht allzu großen Fläche — gleichmäßig verteilt sind, kann hier in III nur das Stauwasser besonders wirksam sein. Die Quarzporphyr-Stücke unter der Torfschicht sind wie Schwämme vollgesogen. Ob an der Grenze vom blasigen Quarzporphyr und Porphyrtuff sich Wassermengen ansammeln, konnte nicht festgestellt werden; in 1 m Tiefe in der Quarzporphyrlage war von einem Wasserspiegel jedenfalls nichts zu bemerken. Das Vorhandensein solcher Wassermengen ist durchaus unwahrscheinlich; alle Gesteinsschichten — Melaphyr wie Porphyrtuff und auch P b — sind fast horizontal gelagert, und es müßte darum, wie auf Melaphyr bei O und W, auch auf der Grenze von blasigem Quarzporphyr und Porphyrtuff zu einem Wasserabfluß kommen. Ein solches Abfließen konnte aber an keiner Stelle jemals beobachtet werden. Die Vernässung von III ist lediglich auf die ungeheuer starke Saugkraft des blasigen Quarzporphyrs zurückzuführen. Das angesaugte Wasser kann aber gerade hier nur langsam an den darunter liegenden Porphyrtuff abgegeben werden, weil diese Gesteinslage infolge des erhöhten „Trograndes" bereits stark von Feuchtigkeit durchsetzt ist und an und für sich ja schwer für Wasser durchlässig ist.

Wieder anders ist der Charakter von Assoziation II a. Auch hier ist zunächst einmal das angestaute Wasser wirksam. Da aber die Porphyrtufflage die Möglichkeit hat, das unten im „Troge" angesammelte Wasser von Zeit zu Zeit abzugeben, ist die Durchfeuchtung nicht so stark wie im Quarzporphyr, zum mindesten sehr wechselnd. *Sphagnum* ist darum hier schwächer vertreten. II a hat aber unter allen Assoziationen, die auf dem Porphyrtuff liegen, die meisten Moose aufzuweisen.

Assoziation IV zeigt wieder ein reines Moorbild; da aber unterhalb von IV — bei Punkt W — ein dauernder Wasserabfluß stattfindet, ist die Vernässung nicht so stark wie in III. Dieser Umstand wirkt sich auch auf die Pflanzenwelt aus. In der 760-m-Linie fristen einige Stücke von *Ledum palustre* ihr Dasein. Die Pflanzen sind sparrig gewachsen, werden durch Torfmoose arg bedroht und kommen nur selten zum Blühen. Neben *Sphagnum acutifolium* findet man an einigen Stellen auch *Sphagnum medium,* das sonst nur in tiefen Mooren anzutreffen ist (6). *Empetrum nigrum* ist auf

dieser Fläche am stärksten vertreten; sein Wachstum bricht mit der Moor-Grenze über Punkt B jäh ab. In der Nähe dieser Grenze findet sich unter Fichten in einem Polster von *Bazzania trilobata* ein Bärlapp: *Lycopodium annotinum* L.



a b

Abb. 3 a. Querschnitt durch den Stamm einer etwa 70jährigen Fichte aus Assoziation IV. 1/1. — Abb. 3 b. Querschnitte durch drei Wurzeln derselben Fichte in 2/3. Phot. F. Zimmermann.

Der einzige Baum, der in allen Assoziationen vorkommt, ist *Picea excelsa*. Der Deckungsgrad ist freilich recht verschieden, am stärksten in IV a. Das Wachstum ist überall gering, am schwächsten in III und IV. Eine Fichte in IV wies 20 cm über dem Wurzelhalse etwa 70 Jahresringe auf, die zusammen einen Durchmesser von 58 mm ausmachten (Abb. 3 a). Die Ausbildung der Nadeln ist nicht gleichmäßig (Abb. 4); in jedem Falle konnte aber festgestellt werden, daß ihre Länge geringer ist, als bei Fichten von normalem Wuchse. So zeigten alte Nadeln von Fichten im Sphagnetum eine Länge von nur 8,5 mm. Mikroskopische Querschnitte von Nadeln solcher Fichten ergaben folgende Eigenheiten: Die Länge verhielt sich zur Breite wie 42:26 (bei normalen Fichten wie 47:26); die Kutikula war stets dicker als bei Nadeln gesunder Bäume, selbst schon im ersten Jahr. Bei diesjährigen Nadeln war außerdem die unter der Kutikula liegende Sklerenchymschicht in den meisten Fällen an den beiden Längsenden doppelt; jedenfalls traten Zellen der zweiten Reihe bei gleichaltrigen Nadeln normaler Fichten nie in derselben zahlenmäßigen Stärke auf. All diese morphologischen Sonderheiten sind als Maßnahmen gegen zu starke Verdunstung zu deuten.

Die Höhe der einzelnen Bäume ist verschieden und richtet sich nach der Beweglichkeit des Wassers im Substrat, dem Nährboden selbst und vor allem dessen Erwärmung. Im Sphagnetum erreichen die Bäume im besten Falle eine Höhe von 2 Metern.

Die Wurzeln von *Picea* sind epinastisch gebaut. Diese Eigenart ist freilich nicht nur auf Fichten im Moor beschränkt; die epinastischen Bildungen sind aber hier auch bei jungen Wurzeln deutlich. Die oben erwähnte 70 jährige Fichte aus IV gab den Beweis. Die stärkste Wurzel (Abb. 3 b) maß im Querschnitt 24×48 mm, die schwächste 4×7 mm. Beide Querschnitte wurden in einer Entfernung von etwa 10 cm vom Wurzelhalse gemessen.



Abb. 4. Fichten aus dem Gehängemoor: Übergang von gesunden Zweigen (a, b) zu den Kümmerformen (c, d). 1/1 bis 1/3. Phot. F. Zimmermann.

Trotz all dieser Abweichungen vom normalen Bau haben wir es aber bei diesen Rottannen nicht mit *Picea excelsa* var. *turfosa* zu tun; die Bäume sind nur Kümmerformen von *Picea excelsa,* die aus Samen normaler Fichten hervorgegangen sind (vgl. Abb. 4).

Ähnliche Verhältnisse liegen vor bei einem dürftigen Exemplar von *Pinus silvestris,* das im Sphagnetum steht. Das Bäumchen ist etwa 0,50 m hoch und unten 1,7 cm stark. Der Wuchs ist äußerst schwach; die kräftigsten diesjährigen Langtriebe sind 4 cm lang. Die Nadeln fallen bereits im zweiten Jahre ab, sind verhältnismäßig kurz und färben sich früh gelb. Das Bäumchen zeigt weder Blüten noch Zapfen.

Wie im Werden, so scheint auch im Vergehen auf dem Moor eine gewisse Gesetzmäßigkeit zu herrschen. Bei den Bäumen erkranken in vielen Fällen zuerst die talwärts gerichteten Äste. In den Moosbulten, die diese Bäume am Grunde umgeben, zeigen sich zumeist nach der Talseite hin Löcher, Ausgangsöffnungen von Gängen, die tief in die Bulte hineinführen. Es ist anzunehmen, daß diese Hohlräume bei starken Niederschlägen entstanden; es wurde auch bei einem äußerst regenreichen Gewitter das Abfließen des Wassers an diesen Stellen beobachtet. Für die Bäume haben diese Hohlräume den Nachteil, daß durch sie Wurzeln freigelegt werden. Infolge der gestörten Wasserzuleitung sterben dann die darüber liegenden Äste allmählich ab.

Bei den im Moor auftretenden strauchförmigen Phanerogamen konnte festgestellt werden, daß wir es mit edaphisch komplementären Pflanzen zu tun haben. Die Wurzeln liegen in folgender Reihenfolge übereinander: zutiefst wurzelt *Vaccinium myrtillus,* dann folgt *Vaccinium vitis idaea,* darüber *Vaccinium uliginosum,* und schließlich liegen dicht unter der Oberfläche die Wurzeln von *Empetrum nigrum.* Während die Wurzeln von *Emp. nigr.* und *Vacc. ulig.* mehr horizontal gelagert sind, neigen die Wurzeln von *Vacc. vit. id.* und *Vacc. myrt.* zu vertikaler Richtung. Auch die Ansprüche an die Bodentemperatur scheinen verschieden zu sein. Während das Wachstum von *Vacc. vit. id.* und *Vacc. myrt.* durchaus nicht an engbegrenzte Wärmegrade im Boden gebunden ist, werden *Emp. nigr.* und *Vacc. ulig.* bei + 9° C und mehr durch andere Sträucher, besonders *Vacc. myrt.,* verdrängt. ebenso verschwinden *Emp. nigr.* und *Vacc. ulig.,* sobald die Lichtzufuhr durch zu dichten Baumbestand gehemmt wird. Eigenartig ist auch die Tatsache, daß die beiden Beerensträucher zu kränkeln beginnen, sobald sich *Cladonien* neben ihnen ansiedeln.

In welcher Weise die Moose, die unter freundlicher Mitarbeit von Schalow-Breslau bestimmt wurden, auf die einzelnen Assoziationen verteilt sind, geht aus der Bestandsaufnahme hervor. Fast um jeden Baum herum haben diese Bryophyten Bulte gebildet. Die Größe derselben ist verschieden. Infolge der abtragenden Kraft des herabfließenden Wassers bei starken Niederschlägen ist die Länge (in der Richtung nach dem Tale zu) stets größer als die Breite. Die stärksten Bulte sehen wir in Assoziation IV; ihre Länge beträgt durchschnittlich 1,50 m, die Breite etwa 1 m.

Um ein ungefähres Maß von den Niederschlägen zu haben, die die Pflanzenwelt des Moores speisen, werden im folgenden die Niederschlagsmengen von Orten mitgeteilt, die in der Nähe des Moores liegen; Langwaltersdorf ist ungefähr 2 km entfernt und Friedland etwa 4 km.

Im Jahre 1927	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Gesamtmenge 1927
Langwaltersdorf .	90	52	59	88	50	134	136	103	52	52	43	24	883 mm
Friedland	56	20	62	89	50	133	242	74	58	40	51	29	904 mm

Im Jahre 1928	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov	Dez.	Gesamtmenge 1928
Langwaltersdorf .	63	79	33	101	175	33	18	93	93	42	101	49	880 mm
Friedland	62	71	17	94	161	37	33	82	84	40	101	45	827 mm

C. Vegetationsgeschichte

Ein Einblick in die Vegetationsgeschichte des Moores ist nur möglich durch eine genauere Betrachtung des Torfes und die Herausstellung einiger besonderer biologischer Verhältnisse.

H. Potonié (9) unterscheidet Verwesung, Vermoderung, Vertorfung und Fäulnis. Alle vier Vorgänge sind chemischer Natur und sind abhängig von der Sauerstoffmenge, die zur Verfügung steht. Vermoderung ist eine Verwesung bei ungenügendem Luftzutritt, also eine unvollständige Verwesung; Fäulnis ist eine Zersetzung in Gegenwart von Wasser bei vollständigem Sauerstoffmangel, in chemischem Sinne eine langsame Destillation, ein Reduktionsprozeß. Vertorfung ist das Zwischenglied zwischen Vermoderung und Fäulnis. In den oberen Schichten des Torfes findet Verwesung und Vermoderung statt, in den unteren — infolge des Luftabschlusses — Fäulnis.

Welche Folgerungen ergeben sich hierzu aus den Beobachtungen in unserem Gehängemoor?

Zunächst, welche Torfarten sind hier anzutreffen? In Assoziation II finden wir dichtfaserigen, filzigen Trockentorf. In den Assoziationen III und IV haben wir Moostorf vor uns, der mit Ericaceen-Torf durchsetzt ist. Da gerade die Bestandteile solcher Torfarten schwer zersetzbar sind, ist der gesamte Torf in unserem Moor entweder nur halbreif oder gar unreif. Auch in den untersten Lagen ist ein Fortschritt der Vertorfung oder gar eine Annäherung an Fäulnis nicht erkennbar. Bestimmend für diese Erscheinung ist die fortgesetzte Zufuhr frischer, also sauerstoffreicher Luft von unten her in die Torfdecke. Seltsam bleibt freilich unter diesen Umständen, daß nicht an Stelle der Vertorfung eine Vermoderung eintritt; es steht jedenfalls fest, daß Sauerstoff in reichlicher Menge vorhanden ist. Trotz der Durchfeuchtung der Gesteinsunterlage zieht die Luft von unten her stark nach oben in den Torf und in die Pflanzendecke hinein. Aber gerade diese Beobachtung beweist, daß hier nicht beschränkte Luftzufuhr, sondern ein anderer Faktor bei der Vertorfung maßgebend sein muß: die niedrige Temperatur der zugeführten Luftmassen.

Wie kommt eine solche Auswirkung durch diesen Faktor zustande?

Verwesung, Vermoderung und Fäulnis sind chemische Vorgänge, die ja letzten Endes abhängig sind von einer Unzahl von Lebewesen, dem Edaphon. Das Dasein dieser Organismen ist zwar auch an mehr oder weniger Sauerstoff gebunden; aber jedes einzelne Wesen benötigt für seine Lebensvorgänge außerdem ein bestimmtes Maß von Bodenwärme.

Durch die Kälte der zugeführten Luft ist aber in unserem Falle die Entwicklung gewisser edaphischer Organismen gehemmt, weder Vermoderung noch Fäulnis sind möglich; es kommt zur Vertorfung. Weiterhin wird durch

die niedrige Temperatur des Substrates auch die Zusammensetzung der Pflanzendecke maßgeblich bestimmt.

Eine Eigenart vieler Moorpflanzen ist deren xerophiler Bau. In der eigentlichen Heimat dieser Pflanzen ist aber der Grund für diese Erscheinung in der Bodenkälte zu suchen. Vielleicht ist die Bedeutung dieses Kälte-Faktors in biologischer Beziehung wesentlich größer, als dies gemeinhin angenommen wird. Wie wäre es sonst zu erklären, daß in unserem Moor die Moorvegetation sofort völlig verschwindet, wenn die Unterlage normale Temperatur aufweist. Der Übergang vom Moor zum gesunden Fichtenwald ist ganz plötzlich (Taf. 47, Fig. 1).

Graebner (4) betont, daß Kälte die Wurzeltätigkeit herabsetzt. Vielleicht ist der eigenartig brettförmige Bau der Fichtenwurzeln hier nicht nur auf Lufthunger zurückzuführen, sondern ein Versuch der Pflanze, wärmeren Luftschichten näher zu kommen. Wenn die Bulte am Grunde der Fichten höher werden, kann die Bodenkälte am unteren Teile des Stammes und an den Wurzeln um so besser wirken: die Wurzeltätigkeit wird immer geringer, der Baum stirbt ab.

Der Kälte-Faktor wirkt sicher auch bestimmend in anderen Mooren. Zumeist mag es dort Verdunstungskälte sein.

Männel (6) erwähnt, daß auffallend viele Hangmoore des Erzgebirges auf der Grenze zweier Gesteinsarten oder in deren unmittelbarer Nähe liegen. Es wäre nachzuprüfen, ob dort nicht dieselben Durchlüftungserscheinungen die Moorbildung begünstigen wie hier im Waldenburger Berglande.

Welches ist nun der Entwicklungsgang unseres Moores?

Es sind keinerlei Anhaltspunkte gegeben, die vermuten lassen, daß eine allmähliche Versumpfung stattgefunden hat. Der Torf zeigt in allen Schichten Teile von Torfmoosen und Ericaceen. Es müssen also von Anfang an dieselben Daseinsbedingungen für die Pflanzenwelt bestanden haben wie heute. Das älteste Vegetationsbild führt uns Assoziation I vor Augen. Assoziation IV hatte sehr wahrscheinlich in früheren Zeiten dieselben Pflanzenarten wie heute Assoziation III. Erst nach dem Durchbruch des Wassers am „Trograndе" bei W hat sich das Pflanzenbild geändert. Wir haben jetzt in IV den Übergang vom Hochmoor zum trockeneren Zwischenmoor-Typus vor uns.

Bereits bei der Entstehung des Moores waren, wie heute, neben der seltsamen Beschaffenheit der Gesteinsunterlage die Niederschläge wirksam. Das atmosphärische Wasser durchfeuchtete damals wie heute den Torf bis auf den Grund. Dafür erbrachte einen Anhalt — abgesehen von den bereits erörterten Beobachtungen — die Pollenanalyse, die von Weimann-Liegnitz ausgeführt wurde.

Die Torfproben entstammen den Assoziationen III und IV und sind entweder Torfschichten entnommen, die unmittelbar dem Gestein aufliegen (u.) oder aber Schichten, die weiter oben — der Pflanzendecke zunächst — lagern (o.). Der Abstand der oberen von der unteren Lagerstätte beträgt etwa 40 cm. Auffallend ist, daß sich in den unteren Schichten allenthalben mehr Pollen befinden, als oben. Es ist das m. E. nur so zu erklären, daß die Niederschlagswasser beim Eindringen in die verhältnismäßig locker gelagerte Torfmasse die Pollen aus den oberen Schichten z. T. mit nach unten gerissen haben. Die Niederschläge haben also die gesamte Torfschicht durchfeuchtet. Es fehlt somit — zurückschauend — jede Beobachtung,

die für das Vorhandensein von Grundwasser spräche. Es sind lediglich die Niederschläge, die infolge besonderer geologischer Verhältnisse zur Vermoorung geführt haben.

Das Ergebnis der Pollenanalyse ist folgendes:

Assoz.	*Pinus*	*Picea*	*Abies*	*Fagus*	*Alnus*	*Betula*	*Quercus*	*Tilia*	*Ulmus*	*Salix*	
III, u	29	44	14	5	1	2	2	1	1	1	%
III, o	25	34	13	9	2	8	1	—	4	4	%
IV, u	19	35	21	6	9	5	3	—	2	—	%
IV, o	20	44	10	10	4	5	3	—	4	—	%

In geringer Zahl finden sich auch Pollen von *Corylus;* häufiger vertreten sind Ericaceen-Pollen — möglicherweise *Vaccinium oxycoccos* — und Sporen von *Sphagnum.*

Alle Zahlen in der Übersicht bezeichnen den Prozentsatz. Wenn auch die unteren Schichten pollenreicher sind, so ist doch bei dieser Form der Berechnung das Mengenverhältnis der einzelnen Arten immer richtig dargestellt. Auffallend ist, daß nächst den Pollen von *Picea* die der Kiefer zahlreich vertreten sind. Das ist um so erstaunlicher, als die „Große Heide", überhaupt das ganze Revier Langwaltersdorf, bis auf einige Bäume bei der Chaussee am Ochsengrunde in den letzten hundert Jahren bestimmt keinen Kiefernbestand gehabt hat. Ebenso ist mit Bestimmtheit anzunehmen, daß auch in den angrenzenden von Portatius'schen Waldungen Kiefern nicht vorgekommen sind. Nur im Revier Friedland (Revierteil Göhlenau) — etwa 7 bis 8 km entfernt — sind einige größere Flächen mit Kiefern bestanden. Da aber diese Bestände im Süden der „Großen Heide" liegen — das Moor befindet sich am Nordhange — so ist kaum anzunehmen, daß gerade aus dieser Gegend Kiefernpollen im Moor anfliegen. Im übrigen sind Kiefern im ganzen Waldenburger Bergland selten. Nach dem Ergebnis der Pollenanalyse muß aber angenommen werden, daß zum mindesten die Waldungen im südlichen Teile des Waldenburger Kreises in früheren Zeiten sehr stark mit Kiefern durchsetzt waren. Um welche Art der Kiefer es sich handelt, ist aus den Pollen nicht festzustellen; es dürfte wohl aber nur *Pinus silvestris* in Frage kommen.

Was die Pollenuntersuchung über die Verbreitung von *Fagus* zu erkennen gibt, stimmt mit der heutigen Ausdehnung dieser Baumart ungefähr überein. Nach der reinen Prozentzahl der Analyse bemessen, müssen freilich die Buchenbestände klein gewesen sein. Dem ist aber nicht so. Es ist hier folgendes zu bedenken: Buchen sind armblütig und erzeugen im Verhältnis zu den Nadelhölzern viel weniger Pollen. Es ist also die Anzahl der Bäume, von denen z. B. 10% Buchenpollen stammen, wesentlich größer als die Anzahl der Fichtenbäume, von denen 10% Fichtenpollen herrühren.

Im ganzen gesehen zeigt die Pollenanalyse, daß die Pflanzenwelt der Umgebung des Moores nicht immer dieselbe war. Auch ein Vergleich der Moose, die Milde aufzählt, mit den heute vorhandenen beweist, daß auch

innerhalb des Moores, selbst in dem kurzen Zeitraum von 70 Jahren, die Pflanzendecke eine andere geworden ist. Vermutlich werden Änderungen in der Gesteinsunterlage, besonders in der Verwerfung auf der Grenze von Melaphyr und Porphyrtuff, auch in Zukunft zu weiteren Umwandlungen der Pflanzendecke des Moores führen. Besonders durch die Tätigkeit des zeitweise abfließenden Wassers bei O wird an dieser Stelle der „Trograng" immer niedriger werden; es wird mit der Zeit zu einem dauernden Wasserabfluß wie bei W kommen. Dieser Umstand führt dann zu einer Änderung der Standortsbedingungen: die Moorfläche wird allmählich etwas trockener werden. Eine Pflanzendecke aber, wie sie die Umgebung aufweist, wird nie zustande kommen; denn die Zuführung der kalten Luft durch die Gesteinsunterlage wird für alle Zeit ein gesundes Pflanzenwachstum verhindern.

Schlußbemerkung

Durch eine tektonische Erscheinung wird die Pflanzendecke für eine Fläche von etwa 70 a maßgeblich bestimmt.

Durch eine talwärts ziehende Verwerfung in der Nord—Süd-Richtung wird das ganze Gebiet so unterkühlt, daß nur Moorpflanzen gedeihen können.

Eine andere Verwerfung, die senkrecht zur ersteren verläuft, beeinflußt die Wasserführung derart, daß innerhalb der Biozönose verschiedene Assoziationen deutlich hervortreten.

Trotz der ständigen, auffallend starken Luftzufuhr und Luftbewegung in der Unterlage wird die Zersetzung des Nährbodens unterbunden, und die Pflanzen der Lebensgemeinschaft zeigen allenthalben Anpassungen an Hemmungen der Lebensvorgänge. Die Ursache hierfür ist in erster Linie in der niedrigen Temperatur der von unten zugeführten Luft zu suchen. Das Pessimum an Wärme für die Bodenbakterien und das gesamte Edaphon ist unterschritten; es bildet sich Torf. Hinzu kommt, daß die besondere Art der Gesteinsunterlage die atmosphärischen Niederschläge anstaut. Dadurch aber ist die Entwicklung gewisser Pflanzen (z. B. *Picea excelsa*) begrenzt und die Lebensmöglichkeit nur für die charakteristischen Vertreter des Hochmoores gegeben.

Die Auswirkungen der beiden im Vordergrunde stehenden Faktoren — Durchlüftung der Unterlage und Bodentemperatur — erweisen die Richtigkeit des Liebig'schen Gesetzes vom Minimum: Obwohl der eine Faktor — die Durchlüftung des Substrates — einen Grad erreicht, wie er an anderen Orten kaum nachweisbar sein dürfte, kann doch dieser Faktor einen anderen — die geringe Bodenwärme — nicht ausgleichen.

Schriften

1. Berg, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Lief. 145, Blatt Waldenburg, Schles. Nr. 3073. — Berlin 1926.
2. Feucht, O.: Der Wald als Lebensgemeinschaft. — Oehringen 1936.
3. Fiek, E.: Flora von Schlesien. — Breslau 1881.
4. Graebner, P.: Die Pflanzenwelt Deutschlands. — Leipzig 1909.

5. Herrmann, E., Reiter, K. & Lüttschwager, H.: Die Seefelder bei Reinerz. — Beitr. Naturdenkmalpflege. VI. Berlin 1920.

6. Männel: Die Moore des Erzgebirges und ihre forstwirtschaftliche und nationalökonomische Bedeutung. — Inaugural-Dissertation München 1896.

7. Migula, W.: Kryptogamen-Flora von Deutschland, Deutsch-Österreich und der Schweiz. Bd. I. — Moose, Gera 1904.

8. Milde: Über die Flora von Görbersdorf. — Jber. u. Abh. schles. Ges. vaterländische Kultur, S. 146. Breslau 1868.

9. Potonié, H.: Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 55, 55^{II}, 55^{III} Berlin 1908—1912.

10. Senft, F.: Die Humus-, Marsch-, Torf- und Limonitbildungen als Erzeugungsmittel neuer Erdrindelagen. — Leipzig 1862.

11. Strähler: Phanerogamen- und Gefäßkryptogamenflora von Görbersdorf. (Ein Beitrag zur Flora des Kreises Waldenburg.) — 1872.

12. v. Wichdorff, H. & Range, P.: Über Quellmoore in Masuren (Ostpreußen). — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1906, 27. Berlin 1909.

Urschrift eingegangen am 7. Januar 1938

Druckauftrag erteilt am 18. Mai 1938

Die marsische Phase der bretonischen Faltung in der Attendorn-Elsper Mulde

Von Gerhard Mempel, Berlin

Hierzu Tafel 48—50 und 5 Abbildungen

Inhalt

Seite

Einleitung 566
Die Stratigraphie des Oberdevons in der Elsper Mulde 567
1. Das Obere Mitteldevon 567
2. Die Adorf-Stufe 568
3. Die Nehden-Stufe 568
4. Die Hemberg-Stufe 569
5. Die Dasberg-Stufe 570
6. Die Wocklumer Stufe 572
Die marsische Phase in der Elsper Mulde 573
1. Ausbildung und Lagerungsverhältnisse des Dasberg-Konglomerates 573
2. Das Bild der marsischen Faltung 579
Querzonen im Rheinischen Schiefergebirge 582
Zusammenfassung 584
Schriften 585

Einleitung

Bei seinen das Mitteldevon des Wennegebietes betreffenden Untersuchungen fielen F. Lotze (1928) bei Frielinghausen südlich von Meschede Konglomeratbänke im Oberdevon auf, die diskordant auf ihrer Unterlage liegen. Schon Henke hatte diese Konglomerate bei den Aufnahmen im westlichen Teil der Attendorn—Elsper Mulde (Blatt Altenhundem und Endorf) ausgeschieden, ohne aber ihre transgredierende Stellung im Oberdevonprofil besonders würdigen zu können, da damals die Feinstratigraphie des höheren Oberdevons noch vollkommen fehlte. H. Schmidt wies dann 1931 darauf hin, daß hier möglicherweise die Äußerung einer altbretonischen Phase vorliegen könnte. H. Weber ging in seiner Dissertation 1934 der gegebenen Anregung nach, vermochte zunächst das Oberdevon besonders mit Hilfe der Ostrakoden zu gliedern und damit dann auch das Alter und die Bedeutung dieser Transgression zu ermitteln. Er ordnet sie der marsischen Phase der bretonischen Faltung zu und vergleicht sie mit den in anderen Teilen des

Rheinischen Schiefergebirges bekannten Äußerungen dieser tektonischen Episode.

Im Jahre 1935 wurde ich mit der Kartierung der Elsper Mulde auf den Blättern Eslohe und Schmallenberg im Maßstab 1:25 000 beauftragt.[1]) Dabei konnte ich der Transgressionsfrage besondere Aufmerksamkeit schenken und bin nunmehr in der Lage, auch auf Grund von Schürfen nähere Einzelheiten über diese interessante Erscheinung mitzuteilen, und die Ausführungen Weber's in vielen Punkten zu ergänzen. In einem größeren Zusammenhang ist W. Paeckelmann in einer im Druck befindlichen Arbeit[2]) auf die Probleme eingegangen, auch diese Darstellung wird durch die Schilderung der speziellen Verhältnisse nur gestützt, wenn auch bezüglich des Gesamtbildes eine etwas abweichende Auffassung vorgetragen werden muß.

Die Stratigraphie des Oberdevons in der Elsper Mulde

Die Elsper Mulde, um die es sich hier in der Hauptsache handelt, wird erfüllt von den Schichten des Oberdevons, über denen im tiefsten Kern noch Horizonte des Unterkarbons folgen. Das Oberdevon ist mit seinen sämtlichen Stufen vertreten, deren regelmäßige Aufeinanderfolge nur durch die zu beschreibende Transgression im höheren Oberdevon gestört wird (zum Folgenden vergleiche das Kartenbild Tafel 48).

1. Das Obere Mitteldevon

Die Unterlage der oberdevonischen Sedimente wird gebildet von der Oberen Stringocephalenstufe des Mitteldevons, die in den westlichen Teilen des Nord- und Südflügels der Mulde als dunkle Flinzkalke, am Ostrand als Beisinghäuser Kalk ausgebildet ist. Die Grenze Oberdevon — Mitteldevon liegt nicht, wie Lotze und Weber annahmen, im Beisinghäuser Kalk, sondern an seiner Oberkante, bzw. an der Oberkante des Flinzes. Es hat sich nämlich gezeigt, daß zwischen Beisinghäuser Kalk bzw. Flinz und Adorfer Kalk sich am Ostende der Mulde eine mächtige Folge gebänderter Schiefer („Bandschiefer") einschiebt, die unten reichlich Styliolinen, auch vereinzelt Korallen- und Brachiopodenreste, erst im oberen Teil Ostrakoden der Adorf-Stufe führen. Vielleicht gehört die untere Partie dieser Bandschiefer noch zum Mitteldevon. Auf dem westlichen Muldenflügel, wo die Bandschiefer fehlen, liegt der Adorfer Kalk direkt auf dem Flinz, ein Übergang der obersten Bänke des Beisinghäuser Kalkes in knolligen Adorfer Kalk konnte nicht beobachtet werden. Nach Südwesten zu werden die Flinzkalke immer geringmächtiger und verschwinden schließlich ganz. Ihre Vertretung übernehmen auf Blatt Schmallenberg graue gebänderte Schiefer mit Kalkflasern und rötlichen Kalkbänkchen, die als „Flaserkalkschiefer" bezeichnet werden mögen. Sie dürften der Mittleren und Oberen Stringocephalenstufe entsprechen.

1) Herrn Prof. Dr. Paeckelmann möchte ich hier für die Einführung in das Arbeitsgebiet besonders danken.

2) Deren Manuskript mir Herr Prof. Paeckelmann dankenswerterweise zur Einsichtnahme überließ.

2. Die Adorf-Stufe

Das Untere Oberdevon ist als Adorfer Kalk und als Bandschiefer entwickelt.

Die Fazies der schon von Weber beschriebenen Bandschiefer setzt bereits auf Blatt Altenhundem ein und läßt sich um das Ostende der Elsper Mulde herum bis nach Menkhausen verfolgen. Die Bandschiefer schwellen nach Osten zu von wenigen Metern bis zu einer Mächtigkeit von etwa 150 m an und vertreten hier allein die Adorf-Stufe. Wie oben erwähnt, gehört der tiefste Teil der Bandschiefer vielleicht noch zum Mitteldevon, nach oben hin zeigt aber das Erscheinen der Ostrakodengattungen *Primitia* und *Primitiella* sowie der *Nehdentomis*-Formen das Adorfer Alter der Schichtenfolge an.

Die Möglichkeit einer Abgrenzung der Bandschiefer gegen die Nehdener Schichten gibt das Aufhören der charakteristischen Bänderung oder das Auftreten von Rotschiefern. Paläontologisch ist diese Grenze schwer zu fixieren, da die höheren Bandschiefer oft schon *Entomis*-Formen der Nehdener Schichten enthalten.

Außer der von Weber angeführten konnte noch folgende Fauna gefunden werden:

Primitiella reichi Mat.
Primitia wildungensis Mat.
Primitia cf. *variostriata* Clarke
Tentaculites tenuicinctus Sdbg.

Der Adorfer Kalk, der auf dem Ostflügel gänzlich fehlt, erscheint zuerst vom Ilpe-Bach an als selbständiger Horizont in den an Mächtigkeit immer mehr abnehmenden Bandschiefern, die er schließlich von Menkhausen ab nach Südwesten völlig ersetzt. Er zeigt die normale Ausbildung und eine Mächtigkeit von 8—12 m.

3. Die Nehden-Stufe

Die Bandschiefer werden auf dem Nordflügel und dem östlichen Teil des Südflügels von einer etwa 30 m mächtigen Serie dunkelvioletter bis roter und grauer dünnplattiger Tonschiefer überlagert, welche auch dünne Sandsteinbänkchen einschließen. Die roten Schiefer unterscheiden sich von den Rotschiefern der Hemberg-Stufe durch ihre dunklere Farbe, das Fehlen der für die Hemberg-Schichten charakteristischen Ostrakodengattung *Richterina* sowie das fast völlige Zurücktreten der Kalkknotenlagen. In Transgressionsprofilen ist häufig die Entscheidung, ob Hemberg- oder Nehden-Rotschiefer vorliegen, nur durch die Ostrakodenfauna zu treffen. Die Rotschiefer können auch gänzlich fehlen. Dann setzt sich der untere Teil der Nehdener Schichten aus dunkelgrünen bis grauen oder dunkelblauen, sehr oft auch aus gelblich-grünen blättrig-schilfrigen Tonschiefern zusammen. Nach oben schieben sich in die Tonschiefer in steigendem Maße Sandsteinbänke ein, die schließlich einen 70—100 m mächtigen Horizont bilden. Es handelt sich dabei um lichtgraue bis graugrünliche, meist kalkfreie, plattige, glimmerreiche Sandsteine mit Wellenfurchen, Kriechspuren und Pflanzenhäcksel.

Die tieferen Lagen der Rotschiefer ergaben bisher an Fauna:

Hallocrinus holzapfeli Jaek.
Posidonia venusta Mstr.
Entomis (Entomis) taeniata Mat.
Entomis (Entomis) serratostriata Sdbg.[3])
Entomis (Entomis) globulus Rh. Richt.[3])
Entomis (Nehdentomis) elliptica Paeck.[3])
Entomis (Nehdentomis) tenuistriata Mat.[3])
Entomis (Nehdentomis) pseudorichterina Mat.[3])
Entomis (Nehdentomis) nehdensis Mat.
Entomis (Nehdentomis) schmidti Mat.[4])
Entomidella angusta Mat.
Phacops (Trimerocephalus) mastophthalmus Rh. R.[3])
Phacops sp.
Phacopidella sp.

Während die Sandsteine fast völlig fossilfrei sind, lieferten die höheren Tonschiefer folgende Fossilien:

Korallen- und Crinoidenreste
Posidonia venusta Mstr.
Styliolinen
Haploprimitia cf. *concentrica* Mat.
Primitia sandbergeri Mat.
Primitiella sp.
Neochilina sp.
Entomis (Entomis) serratostriata Sandb.[3])
Entomis (Entomis) globulus Rh. Richt.[4])
Entomis (Nehdentomis) tenustriata Mat.
Entomis (Nehdentomis) elliptica Paeck.[3])
Entomis (Nehdentomis) nehdensis Mat.
Entomis (Nehdentomis) pseudorichterina Mat.[3])
Phacops (Trimerocephalus) mastophthalmus Rh. R.
Phacops (Nephranops) incisus dillanus R. u. E. Richter[4])

4. Die Hemberg-Stufe

Mit scharfer Grenze folgen über den Nehdener Schichten leuchtend rote und grüne Tonschiefer mit Kalkknotenlagen, die Hemberg - Schichten H. Schmidt's. Im unteren Teil überwiegen die grünen Schiefer, höher hinauf die roten, in denen nur selten die Kalkknoten fehlen. Die Knoten treten mancherorts, z. B. bei Dorlar, so dicht zusammen, daß das Gestein als Baustein verwendbar wird.

Sandige Einlagerungen sind recht häufig, und auf dem Südflügel der Mulde gewinnen diese Einlagerungen eine erhebliche Mächtigkeit. Das Profil

3) Auch von Weber angeführt.

4) Nur von Weber gefunden.

der Sandstein führenden Hemberg-Schichten ist etwa folgendes: An der Basis liegt ein 3—10 m mächtiges Paket roter und grüner kalkknotenreicher Tonschiefer, über diesen schwach rötlich und grünlich, auch grau gefärbte, stark wulstige oder plattige Sandsteine, in denen noch ab und zu eine Kalkknotenlage vorkommt, und über den Sandsteinen, die bis 120 m mächtig werden können, wiederum eine bis 5 m mächtige Partie von roten meist knotenarmen Tonschiefern. Gut sind diese Verhältnisse aufgeschlossen an der Höhe 401,1 bei Lochtrop, an der Straße bei Dorlar und besonders bei Ober-Landenbeck. Lokal, z. B. am Leitenberg bei Menkhausen, kann der obere Rotschieferhorizont auch primär gänzlich fehlen. Auf Blatt Schmallenberg löst sich der Sandsteinhorizont in einzelne Bänke auf, zwischen denen graue Tonschiefer und Rotschiefer liegen. Weiter nach Südwesten (Blatt Altenhundem) wird die Sandsteinfolge dann wieder geschlossener.

Die Fauna der Hemberg-Schichten ist recht spärlich verteilt, bezeichnend ist das erste Auftreten der Richterinen, das eine Unterscheidung gegenüber den Nehdener Rotschiefern ermöglicht. Es wurden gefunden:

Entomis (Entomis) serratostriata Sandb.[5])
Entomis (Nehdentomis) elliptica Paeck.[5])
Richterina (Richterina) striatula Rh. R.[5])
Richterina (Richterina) costata Rh. R.[6])
Richterina (Richterina) cf. *vittata* Gürich[6])
Richterina (Richterina) cf. *hemisphaerica* Rh. R.
Richterina (Fossirichterina) moravica Rzehak
Richterina (Fossirichterina) grata Rh. R.
Richterina (Fossirichterina) intercostata Mat.
Richterina (Fossirichterina) sp.
Posidonia venusta Mstr.[5])
Phacops sp.[5])
Ptychocpathus sp.[6])
Crinoidenstielglieder[5])

5. Die Dasberg-Stufe

Die Dasbergschichten in ihrer normalen Entwicklung beginnen über den Hembergschichten entweder mit einer Folge grüner, grauer oder gelblicher Tonschiefer mit dünnen Sandstein- oder Kalkbänkchen, auch mit Kalkknotenlagen, die nach oben in dickbankige Sandsteine übergehen, oder aber sogleich mit grauen glimmerreichen, stark wulstigen und kalkhaltigen Sandsteinen, die das bezeichnendste Gestein der Dasberg-Stufe im Ostteil der Elsper Mulde darstellen. Im Norden und Osten sind die Sandsteine grau, dickbankig, oft quarzitisch und dann äußerst hart, im Süden und Westen (Grimminghäuser Teilmulde) dagegen wohl infolge stärkerer Verwitterung und höheren Eisengehaltes häufig intensiv gelb, dünnplattig und mürbe. Wellenfurchen und Kriechspuren finden sich überall und deuten auf Ablagerung in flachen Meeresräumen hin. Der oft erhebliche Kalkgehalt macht sich durch eine tiefbraune, mulmig-sandige Verwitterungsrinde bemerkbar. Die Mächtigkeit des

5) Auch von Weber angeführt.

6) Nur von Weber erwähnt.

Sandsteinhorizontes ist schwer zu schätzen. Sie mag in nicht reduzierten Profilen etwa 90—120 m betragen.

An der Basis dieser Sandsteine treten auf den Blättern Altenhundem, Endorf und Eslohe jene Kalkkonglomerate auf, deren diskordante Lagerung von Lotze erkannt wurde und die als Hauptgegenstand dieser Arbeit weiter unten besonders behandelt werden.

Entlang kleinen Spalten ist der Dasbergsandstein manchmal tiefrot gefärbt, was sich z. B. bei Hengsbeck (Weg nach dem Battenberg), am Steinbruch nordwestlich Nieder-Landenbeck u. a. O. beobachten läßt. Diese roten Sandsteine wurden von Weber (S. 542) irrtümlich der Hemberg-Stufe zugeordnet.

Auch Rotschiefer sind stellenweise (z. B. nördlich Hengsbeck) in die Sandsteine eingelagert. Sie unterscheiden sich von den Rotschiefern der Hemberg- und Nehden-Stufe durch ihre geringe Mächtigkeit und ihre rötlichgelbliche Farbe.

Bei Lochtrop wurden in den Kalksandsteinen bis walnußgroße, wenig scharf begrenzte Einschlüsse von Kupfererzen (Rotkupfererz, Kupferkies, Malachit) beobachtet, deren Bildungsweise noch unerklärt bleiben muß.

Auf die Sandsteinstufe folgt im Ostteil der Mulde eine Serie grauer bis grünlicher sandgestreifter, oft blättriger Tonschiefer in einer Mächtigkeit von 20—30 m. Im Westen sind diese hangenden Schiefer gelb, dunkelgrau bis schwärzlich, auch rötlich, dünnplattig bis blättrig, mürbe und weich und enthalten dünne Bänkchen eines gelben, glimmerreichen Sandsteins oder auch wohl eines hellgrauen, dichten Kalkes. In diesen Schiefern fand Weber neben Ostrakoden eine *Drevermannia schmidti* Rud. Richter, womit die Zugehörigkeit zur Zone $to_4\beta$ erwiesen ist.

Die Fauna der Dasbergschichten ist recht spärlich. In den Sandsteinen wurden außer Pflanzenhäcksel und Crinoidenresten beobachtet:

Spirifer verneuili Murch.
Martinia urii Flem.
Chonetes (Chonetes) sp.

Ostrakoden sind in den Schiefern selten. Ich fand nur *Richterina striatula* Rii. R., Weber außerdem bei Grimminghausen:

Richterina (Richterina) costata Rh. R.
Richterina (Richterina) hemisphaerica Rh. R.
Richterina (Richterina) dichotoma Paeck.
Richterina (Richterina) exornata Mat.
Richterina (Fossirichterina) gyrata Rh. R.
Phacops (Phacops) granulatus Mstr.
Phacops sp.
Drevermannia schmidti Rud. R.

Die Ostrakoden gehen fast sämtlich auch in die Wocklumer Stufe hinauf.

Die im allgemeinen große Seltenheit der Ostrakoden kann zur Unterscheidung der Dasbergschiefer von den manchmal recht ähnlichen Nehdener Schiefern dienen, die stets und massenhaft Ostrakoden führen.

6. Die Wocklumer Stufe

Ohne scharfe Grenze gehen die höchsten Dasbergschiefer in dunkelgraue, gelbliche und grüne, durch dünne, braune Kalksandsteinlagen gebänderte und gestreifte Tonschiefer über, die frisch tafelig spalten und beim Verwittern aufblättern. Darin finden sich auch bis 0,80 m mächtige, graue, gestreifte sowie wulstige Sandsteinbänke. Einen guten Aufschluß bietet ein Steinbruch südwestlich von Grimminghausen, wo in diesen Schichten eine rote Kalkbank auftritt. Weber fand in großen grauen Kalkknollen im Hohlweg Grimminghausen—Sange *Wocklumeria* sp. und *Drevermannia ? carnica* Rud. Richt., womit das Wocklumer Alter dieser Schichten gesichert ist.

Roter Kalk und Schiefer im Steinbruch bei Grimminghausen ergaben folgende Fauna:

Richterina (Richterina) striatula Rh. Richt.
Richterina (Richterina) exornata Rh. Richt.
Richterina (Richterina) dichotoma Paeck.
Phacops (Dianops) typhlops Rud. Richt.
Cymaclymenia sp.
Sporadoceras sp.
Discina sp.
Posidonia venusta Mstr.

Die Aufschlüsse bei Kobbenrode (Ostrand von Blatt Altenhundem) zeigten, daß es notwendig und möglich ist, die früher, auch von Weber, als $to_4\gamma$ zur Dasberg-Stufe gerechneten Wocklumer Schichten als selbständiges Schichtenglied auszuhalten, da petrographisch deutliche Unterschiede einmal gegenüber den stark sandigen Dasbergschichten, andererseits gegenüber den rein grauen, an Toneisenstein-Kalk-Geoden reichen Schiefern der Gattendorfer Stufe des Unterkarbons bestehen.

Das Profil von Grimminghausen, welches Weber (1934, S. 544) beschreibt, ist wohl so zu deuten, daß die liegende Wechsellagerung und die 12 m graue Schiefer zur Dasberg-Stufe, der dichte schwarze Kalk und die 30 m graue und gelbliche Schiefer zu den Wocklumer Schichten, schließlich die obersten 30 m Schiefer mit Kalkknollen zur *Gattendorfia*-Stufe gehören. Besonders wichtig sind Weber's Funde von *Wocklumeria* sp., *Drevermannia ? carnica* und *Phacops wocklumeriae*.

Bei Kobbenrode fand ich eine reiche, vorwiegend Ostrakoden enthaltende Fauna, bestehend aus:

Richterina (Richterina) hemisphaerica Rh. Richt.
Richterina (Richterina) dichotoma Paeck.
Richterina (Richterina) striatula Rh. Richt.
Richterina (Richterina) exornata Rh. Richt.
Neochilina binsenbachensis Mat.
Neochilina sp.
Posidonia venusta Mstr.
Phacops sp.
Conodonten.

Die Wocklumer Schichten, die bei Kobbenrode nur 20—25 m mächtig sind, schwellen nach Nordwesten erheblich an, bei Grimminghausen läßt sich ihre Mächtigkeit auf 70—80 m schätzen.

Mit den Wocklumer Schichten schließt im Gebiet der Elsper Mulde die Serie der Oberdevon-Sedimente ab. Konkordant folgt mit den *Gattendorfia*-Schichten das Unterkarbon.

Die marsische Phase in der Elsper Mulde

1. Ausbildung und Lagerungsverhältnisse des Dasberg-Konglomerates

Etwa von Schöndelt (Blatt Altenhundem) an bis zum Ostende der Elsper Mulde erscheinen an der Basis der Dasbergsandsteine, seltener weiter oben, die schon erwähnten Konglomerate. Es handelt sich um Kalkkonglomerate, die in frischem Zustande häufig einem Kalkknotenschiefer recht ähnlich sehen,[7]) und sich aus erbsen- bis fast kopfgroßen, eckigen bis ausgezeichnet gerundeten Geröllen von Kalk und Kalksandstein zusammensetzen, die in einem kalkig-sandigen Bindemittel liegen. An den Ausbissen sind die Gerölle meist ausgewittert, und man findet dann nur braune, löchrige Sandsteine.

Im einzelnen sind am Aufbau der Konglomerate folgende Komponenten beteiligt:

Am häufigsten sind hellgraue bis rötliche, dichte oder knollige Kalke, die meist dem Adorfer, aber im Westen wohl auch dem Massenkalk entstammen, sowie schwarze fein- bis grobkristalline Beisinghäuser und Flinzkalke, von denen am Stertberg bei Kobbenrode ein Geröll von $35 \times 23 \times 7$ cm gefunden wurde. Auch graue bis bräunliche, oft wulstige und kalkige Sandsteine, sowie grünliche und graue Tonschiefer sind nicht selten. Sie sind sicher den Nehdener und Dasbergschichten entnommen. Vereinzelt erscheinen kleine Stücke von Roteisen und als besondere Merkwürdigkeit Kupfererzbröckchen (Cuprit und Kupferkies mit Malachitrinde). Die Kupfermineralien entstammen wahrscheinlich aufgearbeiteten Dasbergschichten, da in deren untersten Partien wiederholt Einschlüsse von Rotkupfer und Malachit beobachtet wurden. Andererseits führen auch bei Beisinghausen kleine Quarzgangtrümer im Bandschiefer Kupferkies und Malachit. Gegen die Herleitung aus solchen Gängen spricht aber das völlige Fehlen des Gangquarzes als Geröll.

In Schürfen bei Nieder-Landenbeck wurden in der konglomeratischen Serie bis kopfgroße Gerölle des Konglomerates selbst gefunden. Es sind also nicht nur Dasbergsandsteine, sondern sogar eben abgelagerte Konglomerate wieder aufgearbeitet worden, was auf erhebliche Unruhe im Sedimentationsbereich und schnelle Sedimentation schließen läßt.

In denselben Aufschlüssen führen die transgredierenden Schichten auch zahlreiche große brotlaibförmige flache Gerölle von dunkelgrauen dichten Kalken, die auf der Oberfläche ein eigentümliches System konzentrischer und radialer Risse zeigen, die mit sandigem Material erfüllt sind. Die Risse setzen durch die Gerölle durch und verbreitern sich teils nach außen, teils nach der Mitte zu. Einige dieser Fladen sind verdrückt, wobei auch das Rißsystem in derselben Richtung verschoben erscheint. Die Risse sind nach allem wohl als Austrocknungsspalten anzusehen, die vor oder kurz nach der

7) Und von Weber auch im Steinbruch bei Dorlar mit einem Hemberg-Knotenschiefer verwechselt wurden.

Einbettung bei der Erhärtung des Materials sich bildeten. Möglicherweise deuten diese „Schlickgerölle“ auf ein zeitweiliges Trockenlaufen des Meeresbodens hin.

Die Konglomerate treten meist in mehreren, bis 7 Bänken auf, zwischen denen sich Tonschiefer- oder Sandsteinbänke von wechselnder Mächtigkeit einschalten. Am Eschenberg westlich Dorlar z. B. sind 2 Bänke aufgeschlossen, die etwa 15 m auseinanderliegen, und von denen die obere etwa 1,50 m mächtig ist. Ein Schurf auf der Sange (s. Abb. 1) dagegen fand 6 Konglomeratbänke auf 2 m Mächtigkeit verteilt, während einige Meter darüber noch eine siebente ansteht.

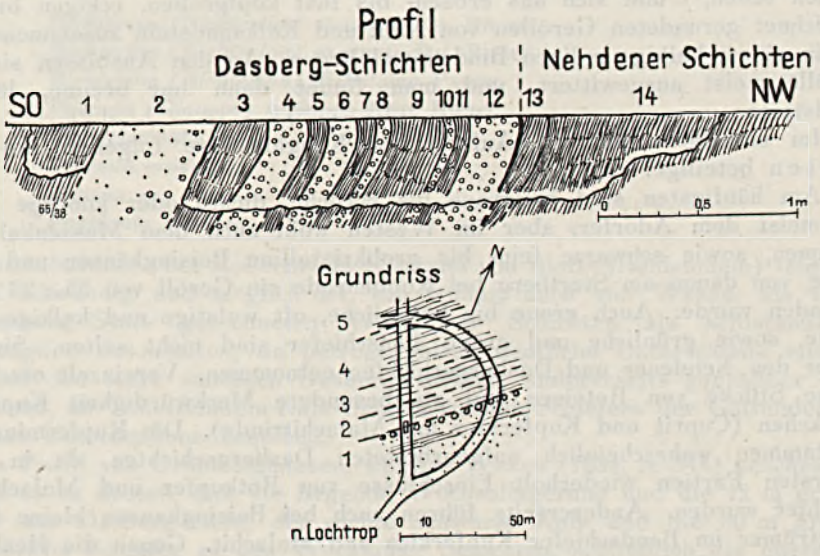


Abb. 1. Transgression der Dasbergschichten auf Nehdener Schiefer im Schurf auf der Sange.

Zahlen im Profil:

1 Graue Tonschiefer
2 Konglomeratischer Sandstein
3–12 Tonschiefer und Konglomerate (Dasbergstufe)
13 Gelbgrüne Tonschiefer (Nehdenstufe)
14 Dunkelgraue sandige Tonschiefer

Zahlen im Grundriß:

1 Sandsteine, Konglomerate, Tonschiefer (Dasbergstufe)
2 Grünschiefer (Nehdenstufe)
3 Rotschiefer (Nehdenstufe)
4 Grün- und Rotschiefer (Nehdenstufe)
5 Bandschiefer (Adorfstufe)

Zwischen den Konglomeraten und ihrem Liegenden besteht, wie schon aus dem Kartenbild (s. Tafel 48) hervorgeht, eine nicht unbeträchtliche Winkeldiskordanz. So maß Lotze im Aufschluß am Westhang der Hardt eine Diskordanz von 6—8°, um welche die Konglomerate stärker einfallen als die liegenden Nehdenschiefer. Serienmessungen an derselben Stelle ergaben für die Konglomerate im Durchschnitt ein Streichen von N 63° O, Fallen 70° S, für das Liegende ein Streichen von N 70° O, Fallen 64° S.

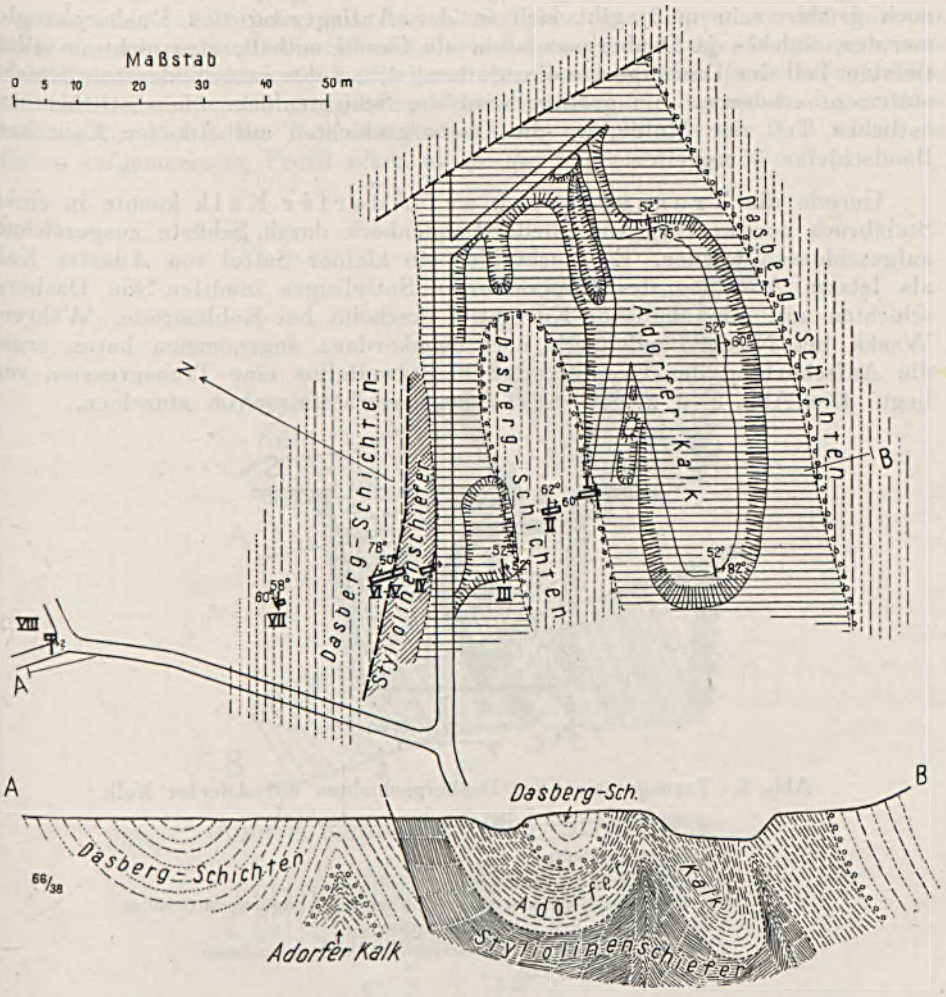


Abb. 2. Schürfe I—VIII am Kalksteinbruch nordwestlich Nieder-Landenbeck (Blatt Eslohe).

Die Konglomerate streichen hier also um 7° mehr nach Norden und fallen 6° stärker ein als das Liegende. Auch im Schurf III bei Nieder-Landenbeck (s. Abb. 2 und 4) streichen die Konglomerate um 5° nördlicher und fallen 10° stärker ein als ihr Liegendes. Dagegen streichen sie im Schurf auf der Sange (s. Abb. 1) um 8° mehr südlich und fallen ebenso stark ein wie die liegenden Nehdenschiefer.

Man kann nach diesen Einzelaufschlüssen also sagen, daß die Konglomerate im Streichen bis zu 8° und im Einfallen bis zu 10° von ihrer

Unterlage abweichen. Die Wirkung dieser Differenz, die in vielen Fällen noch größer sein muß, gibt sich in der Auflagerung des Dasbergkonglomerates, welches ja Dasbergsandstein als Geröll enthält, also nicht im allertiefsten Teil der Dasbergserie einzureihen ist, auf den verschiedensten Schichtstufen zu erkennen. Am größten wird die Schichtenlücke im westlichen und östlichen Teil der Mulde, wo die Dasbergschichten auf Adorfer Kalk bzw. Bandschiefer übergreifen.

Gerade die Transgression auf Adorfer Kalk konnte in einem Steinbruch nordwestlich von Nieder-Landenbeck durch Schürfe ausgezeichnet aufgeschlossen werden. Es taucht hier ein kleiner Sattel von Adorfer Kalk als letzter Ausklang des Obervalberter Sattelzuges inmitten von Dasbergschichten auf. Ein ähnlicher Kurzsattel erscheint bei Kobbenrode. Während Weber bei Nieder-Landenbeck noch Konkordanz angenommen hatte, ergab die Aufschürfung der Grenzen, daß hier zweifellos eine Transgression vorliegt. Die Abb. 2—5 zeigen die Lagerungsverhältnisse im einzelnen.

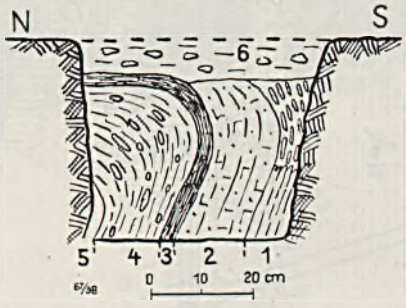


Abb. 3. Transgression der Dasbergschichten auf Adorfer Kalk im Schurf I bei Nieder-Landenbeck.

6 Verwitterungsboden
5 0,10 m feste Konglomeratbank
4 0,65 m Tonschiefer und Sandsteine mit Kalkkonglomerat-Geröllen
3 0,12 m dunkle und gelbe Schiefertone
2 0,65 m gelber, z. T. konglomeratischer Dasberg-Sandstein
1 Plattiger Adorfer Kalk

Zwischen zwei kleinen Steinbrüchen, in denen der Adorfer Kalk abgebaut wurde, ist eine isolierte, zungenförmige Partie transgredierender Dasbergsandsteine eingemuldet. Die Ostgrenze dieser Mulde wurde durch Schurf I (s. Abb. 3) erfaßt. Beinahe konkordant lagert sich hier konglomeratischer Dasbergsandstein auf Adorfer Kalk.

Besonders gut konnte die nördliche Begrenzung der Mulde aufgeschlossen werden (Abb. 4 und 5). Auf dem kompakten, plattigen Adorfer Kalk liegen mit einer Abweichung von 5^0 im Streichen und 10^0 stärker einfallend typische gelbe, weiche, nur schwach konglomeratische, kalkige Dasbergsandsteine und grünliche Tonschiefer. Die Sandsteine enthalten Brachiopoden- und Crinoidenreste. Sandsteine und Tonschiefer keilen verschiedentlich gegeneinander aus. Der unterlagernde Adorfer Kalk zeigt außer Rostflecken keine Anormalität, die Grenzfläche gegen den Dasbergsandstein ist stark bräunlich-rötlich ge-

färbt. Konglomerate zeigen sich hier nicht. Kalk und Sandstein sind so fest verwachsen, daß Stücke mit der Grenzfläche geschlagen werden konnten. Über der ersten Sandstein-Schiefer-Serie folgen dünnplattige, konglomeratische Sandsteine und Schiefertone, die jene oben beschriebenen gerissenen Gerölle enthalten, dann wieder konglomeratfreie Sandsteine. Gegenüber dieser Ausbildung im westlichen Teil des Aufschlusses weicht das nur 3 m weiter im Osten aufgenommene Profil schon ab (s. die folgenden Abb. 4 und 5).

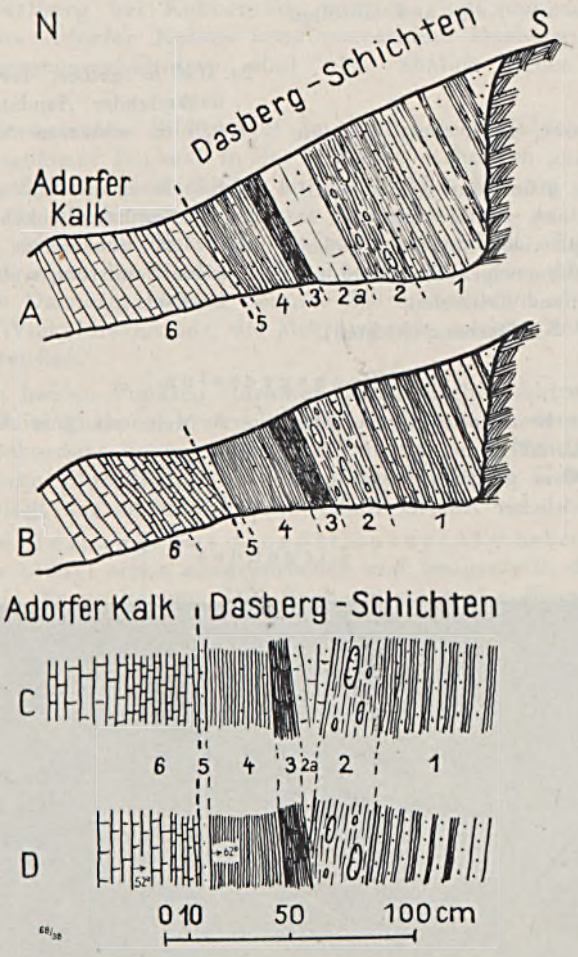


Abb. 4. Die Transgression der Dasbergschichten auf Adorfer Kalk im Schurf III bei Nieder-Landenbeck.

A Profil im östlichen Teil des Aufschlusses
B Profil im westlichen Teil des Aufschlusses
C Grundriß im Osten
D Grundriß im Westen
Bedeutung der Ziffern s. unten

Westen	Osten
Hangendes	
1. Mehr als 0,35 m dickplattige gelbe Sandsteine, darüber dunkle und gelbe Schiefer.	1. Mehr als 0,40 m gelber plattiger Sandstein und Schiefertone.
2. 0,22 m dünnplattige gelbe Sandsteine und Schiefertone mit zahlreichen, erbs- bis kopfgroßen Geröllen von dunklem konglomeratischen Kalk und Geröllen mit Rissen.	2. 0,20 m geröllführende Schiefertone mit Sandsteinbänkchen.
	2a. 0,20 m gelber, fester, nach Westen auskeilender Sandstein.
3. 0,10 m schwarze, stark tonig zersetzte Schiefertone.	3. 0,07 m schwarze Schiefertone.
4. 0,30 m gelbe, grüne und graue schilfrige Schiefertone, wenig zerknetet.	4. 0,25 m graue und gelbe Schiefertone mit Sandsteinbänkchen.
5. 0,05 m dünnplattiger, mürber, dunkelgelber, großglimmeriger Sandstein mit Brachiopoden und Crinoiden. N 47° O, 62° S. (Dasbergschichten).	5. 0,03 m dunkelroter und gelber, kalkiger Sandstein, wulstig, mit Pflanzenhäcksel.
Transgression	
6. 0,27 m grauer, braungefleckter Adorfer Kalk (N 52° O, 52° S). Mehr als 4,90 m plattiger fester hellgrauer und rötlicher Adorfer Kalk.	6. Mehr als 3 m Adorfer Kalk.
Liegendes	



Abb. 5. Schurf III bei Nieder-Landenbeck.

Nördlich dieses Aufschlusses wurden unter dem Adorfer Kalk pyritreiche Styliolinenschiefer des obersten Mitteldevons erschürft (Schurf IV). Die Grenze dieser mitteldevonischen Schiefer gegen die Dasbergschichten konnte durch den Schurf V—VI nicht klargestellt werden, da an dieser Stelle ein alter Kalkofen stand. Quarzgänge deuten darauf hin, daß die Grenze hier wohl durch eine Störung gebildet wird, an sich aber wäre eine Transgression auch auf das Mitteldevon denkbar. Weiter nördlich stehen Dasbergkonglomerate an.

Auch am Stertberg bei Kobbenrode wurden rings um den eiförmigen Sattelaufbruch des Adorfer Kalkes konglomeratische Dasbergsandsteine gefunden, die Lagerungsverhältnisse sind also ähnlich denen von Nieder-Landenbeck.

Ein sehr interessantes Bild bietet im östlichsten Muldenteil der Einschnitt des Beisinghäuser Baches. In der Talsohle stehen im ganzen mittleren Teil recht steil gefaltete Bandschiefer an. An beiden Hängen dagegen legen sich ganz flach die Dasbergschichten mit Konglomeraten auf. Sie sind so schwach gefaltet, daß sie die Talsohle nicht erreichen. An eine flache Überschiebung ist nicht zu denken. Es müssen hier vor Ablagerung der konglomeratischen Dasbergschichten beinahe 250 m Sediment abgetragen sein, ebenso muß die Winkeldiskordanz, die sich nirgends messen ließ, ganz erhebliche Beträge erreichen.

Zwischen den beiden Punkten stärkster dasbergischer Abtragung, Niederlandenbeck und Beisinghausen, erstreckt sich ein Gebiet, in dem die Dasbergschichten teils konkordant liegen, teils auf Hemberg- oder Nehdener Schichten übergreifen. Nähere Einzelheiten über die Gestalt dieses Gebietes vor der Transgression bringt der nächste Abschnitt.

Über die Herleitung des Geröllmaterials haben sich Weber und Paeckelmann (1937) schon ausgesprochen und festgestellt, daß ein weiter Transport nicht in Frage kommt. Die Beobachtungen der Korngrößen geben keine Vorstellung von der Herkunft. Anscheinend handelt es sich nur um die lokale Abtragung einzelner Faltenzüge. Die Gerölle von Beisinghäuser Kalk könnten z. T. aus dem östlichsten Muldenteil, die von Adorfer und Massenkalk aus dem Westen stammen. Die Gerölle sind also vorwiegend im Streichen transportiert worden, was auch mit der Herleitung des Materials der Oberdevon-Sandsteine überhaupt in Einklang steht.

Das Alter der Konglomerate und damit der Transgression ist von Weber dadurch bestimmt worden, daß über der transgredierenden Serie *Drevermannia schmidti* Rud. Richt., das Charakterfossil der Zone $to_4\beta$, gefunden wurde. Die Diskordanz liegt also innerhalb der Dasbergstufe, an der Basis der Oberdasbergschichten, sie gehört demnach (wie bei Warstein und an der Seiler) zur marsischen Phase der bretonischen Faltung.

2. Das Bild der marsischen Faltung

Die Tatsache, daß die Dasbergschichten diskordant auf den verschiedensten Stufen des Oberdevons aufliegen, ist nur zu erklären durch eine der Transgression vorausgegangene Faltung. Im folgenden soll nun versucht werden, konstruktionsmäßig das Bild dieser marsischen Faltung in der Elsper Mulde zu entwerfen.

Zunächst wurde eine Anzahl von Querprofilen gezeichnet (Tafel 49). Sodann wurden die Falten ausgeglichen, was durch einfaches Abrollen der Längen beinahe mechanisch zu machen ist. Dabei wurde angenommen, daß der Druck von Südosten her kam, die Falten wurden also von einer Linie aus, die durch den nördlichen Ausstrich des Flinzes gegeben ist, nach Südosten ausgebreitet. Die Unterkante der Dasbergschichten wurde horizontal gelegt. Unter der Dasbergserie erschienen nunmehr die meist schwachen marsischen Sättel und Mulden. Das Faltenbild geht klar aus der nach den ausgeglätteten Profilen gezeichneten Grundrißkarte (Tafel 50) hervor. In der Karte sind die an den Ausstrichen beobachteten tatsächlichen Verhältnisse besonders gekennzeichnet.

Es heben sich deutlich drei etwa NO—SW wie die heutigen spätvaristischen Faltenzüge streichende Hauptsättel S_1, S_2 und S_3 heraus, außerdem noch zwei kleinere, nicht besonders bezeichnete Nebensättel.

Der nördlichste Sattel S_1 ist im mittleren und östlichen Teil des Gebietes entwickelt. Er wird erkennbar etwa von der „Sange" ab an dem Übergreifen der Dasbergschichten auf Nehdener Sandsteine und Rotschiefer (Profile 7—9). Sicher geht die Transgression im Norden noch tiefer, mindestens bis auf Bandschiefer. Der Sattelkern liegt also in der Gebietsmitte weiter nördlich. Im Osten (Profil 10 und 11) stößt plötzlich gegen den Südflügel von S_1 ein Sattelkern. Es kann sich dabei um den Sattel S_1 oder um einen neuen Sattel handeln. Am wahrscheinlichsten ist wohl, daß der Sattel S_1, der ja auch Bandschiefer enthält, hier an einer Störung nach Südosten verschoben wurde.

Der Sattelzug S_2 kann etwa vom Hülsenberg (Blatt Endorf) über den Muttenberg (Blatt Eslohe) bis kurz vor Lochtrop verfolgt werden. Er ist zu erkennen an einer Nehden-Hemberg-Aufwölbung, die von Dasbergschichten einmal mehr, einmal weniger überschritten wird. Nach Norden schließt sich auf Blatt Eslohe eine Mulde M_1 mit Konkordanz zwischen Dasberg und Hemberg an, erst dann kann der Sattel S_1 folgen, von dem hier aber infolge der Abtragung nichts mehr zu sehen ist. Zwischen Profil 6 und 7 stößt der Sattel S_2 unvermittelt gegen den Sattel S_1. Im Profil 6 ist noch deutlich die für S_2 charakteristische Mulde M_1 im Norden zu beobachten. Auch Profil 7 zeigt noch M_1 und S_2, aber wesentlich weiter südlich, und an der Stelle, wo S_2 lag, jetzt eine Nehdener Aufsattelung, die nach Osten immer stärker wird und nur der Sattel S_1 sein kann. Diese plötzliche Südverlagerung von S_1 und S_2 ist nicht durch Umschwenken zu erklären, sondern hier liegt zweifellos eine NW—SO verlaufende, vor Ablagerung der transgredierenden Dasbergserie entstandene, also marsische Störung vor. Sie fällt etwa zusammen mit der von mir westlich der Höhe 509,9 m (Blatt Eslohe) gezeichneten postvaristischen Störung.

Der Sattel S_2 taucht dann zwischen Profil 7 und 8 unter, jedenfalls ist im Profil 8 keine Diskordanz mehr aufgeschlossen. Nach Westen gewinnt S_2 zwischen Profil 1 und 2 außerordentlich an Breite, vielleicht spricht auch hier eine Störung mit.

Der Sattel S_3 schließlich zieht sich vom Herselberg (Blatt Endorf) über den Stertberg bei Kobbenrode auf Hengsbeck zu hin. Hier greifen die Dasbergschichten bis auf Adorfer Kalk, vielleicht sogar auf Oberes Mitteldevon hinab. S_3 ist damit die stärkste marsische Aufwölbung im Gebiet. Die spätvaristische Faltung hat diesen Sattel noch einmal besonders stark zu-

sammengestaucht. Nach Osten verschmälert sich S_3 zwischen Profil 3 und 4 plötzlich auf die Hälfte. Es scheint, als ob das eigentümliche Bild, welches der Sattel S_3 bietet, hier mit verschieden starker späterer Zusammenfaltung zusammenhinge.

Zwischen den Sätteln liegen Muldengebiete, in denen die Dasbergschichten ohne Diskordanz auf den Hembergschichten auflagern.

Die Richtung der marsischen Falten ergibt sich aus der zeichnerischen Konstruktion sicherer als aus der gedanklichen. Die Falten streichen nicht, wie Weber und wie ich auch früher glaubte, nördlicher als die spätvaristischen, sondern sie liegen im großen ganzen durchaus schon in der varistischen Hauptrichtung. Die in einzelnen Aufschlüssen gemessenen Abweichungen (s. S. 574) sind ganz lokale Differenzen, die für das Gesamtbild kaum Bedeutung haben. Bezeichnend ist, daß auch Abweichungen nach Süden ermittelt wurden, die schon das Kartenbild zeigt.

Angesichts dieser Ergebnisse erscheint es mir notwendig, die Zuverlässigkeit der angewandten Konstruktionsmethoden zu überprüfen.

Die Grundlage des Ganzen sind die Profile.[8]) Irrtümer bei der Konstruktion der Falten werden sich bei der Auslängung vervielfachen. Die Schichten sind aber in diesem Gebiet sehr weitgehend feingegliedert, die Mächtigkeiten recht genau bekannt und die Intensität der Faltung ist nicht allzu groß, so daß also auch angesichts des Fehlens größerer streichender Störungen bei der Tiefenkonstruktion wenig Raum für Hypothesen bleibt. Vermutungen können eigentlich nur einsetzen bei der Frage der Diskordanzen in den Muldenzonen, aber auch hier sind enge Grenzen gesetzt.

Eine andere Frage ist, ob die bei der Ausglättung der Falten gemachten Annahmen zutreffen können. Es wurde angenommen, daß der faltende Druck von Südosten gekommen und die Schichten bis zu einem am Nordrand der Mulde gelegenen Widerlager aufgestaut habe. Von diesem „Rahmen" aus wurden dann die Falten nach SO zu bei der Konstruktion ausgewalzt. Infolgedessen rücken die marsischen Sättel weit nach Süden.

Ob statt der Konstruktion mit Widerlager etwa eine Ausgleichung von der Muldenmitte her nach beiden Seiten den tatsächlichen Verhältnissen mehr gerecht würde, muß noch dahingestellt bleiben. Es ergeben sich dann in noch stärkerem Maße Schwierigkeiten, welche darauf beruhen, daß man das verschiedene Ausmaß der Zusammenfaltung der Schichten nicht in Rechnung setzen kann. Es ist ja bei der Kartierung oft gar nicht zu erkennen, ob ein einheitlicher Horizont die angetroffene Mächtigkeit tatsächlich besitzt, oder aber gerade an dieser Stelle ausnahmsweise durch intensive Spezialfaltung vortäuscht. Im großen ganzen ist die Spezialfaltung in der Elsper Mulde nicht allzu stark, sie ändert aber ihre Intensität, ebenso wie die Schieferung. Beide raumverkürzende Erscheinungen wirken also an verschiedenen Stellen verschieden stark, und dieser vorläufig nicht zu erfassende Faktor verleiht allen Versuchen, die Falten einzuebnen, eine gewisse Unsicherheit.

Ein weiterer Fehler entsteht durch die Unmöglichkeit, den Betrag der Verschiebung an den postvaristischen Störungen immer ganz auszugleichen.

---

8) Das Kartenbild ist wiederholt nachgeprüft, verfeinert und berichtigt worden, so daß man annehmen kann, daß es die Verhältnisse nach dem Stand unserer jetzigen Kenntnis tatsächlich wiedergibt.

Ein großer Teil der Abweichungen von der geraden Richtung wird auf diese Einflüsse zurückzuführen sein.

Wenn man z. B. die eigentümliche Form des Sattels S_3, überhaupt die Unregelmäßigkeiten und Verbiegungen der Sättel betrachtet, so möchte ich glauben, daß alle diese Anomalien nicht ursprünglich angelegt, sondern durch die ohne Berücksichtigung des Stärkewechsels von Spezialfaltungen, Schieferung und Querverschiebung getätigte Konstruktion bedingt sind.

Zwecks nochmaliger Überprüfung der Lage der Faltenachsen habe ich[9]) eine andere Konstruktion vorgenommen. Dabei wurden auf dem heutigen Kartenbild an den Diskordanzpunkten die abgetragenen Mächtigkeiten vermerkt und Linien gleicher fehlender Mächtigkeit gezogen. Das so entstandene Bild unterscheidet sich nicht wesentlich von dem auf die andere Weise gewonnenen.

Damit dürfte trotz der unvermeidlichen Mängel der Konstruktionen bewiesen sein, daß hier marsische Störungen auftreten, die in der Richtung von NW nach SO streichen. Vielleicht kann man sogar eine nach Osten fortschreitende Staffelung nach SO erkennen. Vermutlich liegen Blattverschiebungen während der marsischen Faltung vor.

Die marsischen Störungen fallen hier ungefähr mit postvaristischen zusammen. Es braucht das aber nicht immer der Fall zu sein, und es wäre sehr gut denkbar, daß z. B. eine Störung im Mitteldevon, die man im allgemeinen für postvaristisch hält, früher angelegt wurde, ohne daß es möglich ist, durch Faziesverschiedenheiten, Diskordanzen oder dgl. den Beweis dafür zu erbringen. Andererseits braucht eine alte Störung nicht wieder aufgerissen zu sein, man wird vielleicht nur eine plötzliche Änderung des Faltenbildes erkennen, die sich aus der Umprägung der an der Störung verschobenen Falten ergibt.

Wenn auch die hier nachgewiesenen marsischen Blattverschiebungen von geringem Ausmaß sind, so haben sie doch eine gewisse prinzipielle Bedeutung, und es soll im folgenden versucht werden, ein im Zusammenhang mit der bretonischen Faltung in neuerer Zeit aufgetauchtes Problem von einer anderen Seite aus zu beleuchten.

Querzonen im Rheinischen Schiefergebirge

W. Paeckelmann hat zuerst und wiederholt auf die auffällige Tatsache hingewiesen, daß im Sauerland an bestimmten Linien die Faltenzüge ausklingen, um jenseits dieser Linien in gänzlich anderer Form wieder einzusetzen. So stößt z. B. die Elsper Mulde unvermittelt ohne größere Störung vor den Ostsauerländer Hauptsattel, so liegen sich Wittgensteiner Mulde und Siegerländer Sattel, weiter im Westen Velberter Sattel und Wittener Mulde plötzlich gegenüber.

Besonders wichtig ist die Linie Arnsberg—Berleburg, an der die Falten des Westsauerlandes gegen die des Ostsauerlandes treffen. Die verschiedene Tektonik östlich und westlich dieser Linie erklärt Paeckelmann durch die Annahme einer NW—SO streichenden „Querschwelle". An diese Schwelle sollen auch die marsischen Falten bei Iserlohn, Stockum, Frielinghausen, Diedenshausen und Amönau gebunden sein. Eine weitere solche Schwelle

9) Einer Anregung Herrn Dr. G. Richter's (Berlin) folgend.

müßte man bei Warstein annehmen, wo ebenfalls marsische Falten bekannt sind.

In Erweiterung dieses Gedankens kann man im Rheinischen Schiefergebirge drei solcher NW—SO streichender Querzonen erkennen, die besonders bei einem Blick auf die Übersichtskarte von Paeckelmann (1926) deutlich werden.

I. Die Zone Bottrop—Essen—Velbert—Barmen—Lindlar—Waldbröl. Hier enden die Emschermulde, Essener Mulde, Wittener Mulde, der Unterdevonteil des Remscheid-Altenaer Sattels, der Ebbesattel und der Bensberger Vorsprung des Siegerländer Blocks.

II. Die Zone Werl — Arnsberg — Schmallenberg — Eibelshausen. Hier setzen Soester Sattel, Remscheid-Altenaer Sattel, Ebbesattel, Attendorn-Elsper Mulde und Wittgensteiner Mulde aus.

III. Die Zone Warstein — Altenbürener Störung. Hier verschwinden der Warsteiner und Briloner Sattel, und in der Fortsetzung zeigt sich eine starke flexurartige Ausbiegung des Devons.

Gemeinsam ist diesen Zonen außer ihrer auffälligen NW—SO-Richtung die im Vergleich zur Längserstreckung verhältnismäßig geringe Breite und das unvermittelte Gegeneinanderstoßen verschiedener Faltenelemente, welches den Querzonen den Charakter von „Faltenscheiden" gibt.

Im übrigen aber weisen die drei Zonen unter sich gewisse Bauunterschiede auf, die weiter unten erörtert werden sollen.

Für die Entstehung dieser und ähnlicher Querzonen sind die verschiedensten Erklärungsversuche gemacht worden. E. Schenk (1934) will die Verbiegungen von Faltenachsen und die Quergliederung der Faltenstränge durch „Stoffbewegungen" erklären, eine allerdings etwas unbestimmte Vorstellung, die auch die zonenmäßige Anordnung der Quergliederungen nicht deutet. Paeckelmann (1933) denkt an „örtliche Konsolidierungen des Untergrundes, bedingt durch Vorphasen der varistischen Orogenese" und „Differenzierungen im vorvaristischen Unterbau", während er (1937) wie auch H. Schmidt (1936) die Ursache in der Verteilung alter Faltungskerne sieht. Die Querzonen müßten dann nach der letztgenannten Anschauung aus einer Perlschnur jeweils varistisch streichender Faltungskerne bestehen, entsprechend der Skizze H. Schmidt's (1936, S. 685). Vielleicht könnte man aber doch eher an eine alte Querfaltung denken, die dann trotz der abweichenden Richtung wohl nur der kaledonischen Faltung zuzuordnen wäre. Im folgenden soll aber noch ein anderer Erklärungsversuch gemacht werden.

Die drei Querzonen zeigen nämlich unter sich einen recht verschiedenen Bau.

Wenn die kristallinen Gerölle in der Magerkohle bei Wengern (Keller 1937) sich nicht auf einer Lagerstätte höherer Ordnung befinden, sondern tatsächlich einer kristallinen „Durchragung Paläoeuropas" entstammen, so würde diese Schwelle an der Kreuzung der Querzone I mit der Verlängerung des Brabanter Massivs liegen. Ebenso dürfte sich die Schwelle, von der die mitteldevonischen Konglomerate von Ratingen (Breddin 1926) herzuleiten sind, in die Querzone I einfügen. Aus dieser Beteiligung alter, z. T. kristalliner Kerne am Aufbau der Querzone kann man unter Berücksichtigung des

im folgenden über die anderen Zonen Gesagten schließen, daß diese Zone I besonders gut konsolidiert, daß sie eine ausgesprochen stabile Zone war.

Die Querzone II (Werl — Eibelshausen) deutet dagegen schon durch das Erscheinen des Königsborner Grabens im Norden und der flexurartigen Verbiegung im Süden auf eine geringere Stabilität hin. Außerdem aber ist besonders merkwürdig, daß an sie die Äußerungen der marsischen Phase bei Iserlohn, Stockum, Frielinghausen, Diedenshausen und Amönau gebunden sind.[10]) Paeckelmann betont schon (1937), daß die Entstehung dieser marsischen Falten, die im Vergleich zur Längserstreckung der Querzone relativ kurz waren, äußerst schwer verständlich sei. Zur Erklärung könnte man daran denken, daß an dieser nur mäßig stabilen Querzone zur marsischen Zeit Druckspannungen auftraten, die ihren Ausgleich nicht durch Aufreißen einer Längsstörung, sondern in kurzen fiederartigen Falten und kleineren Blattverschiebungen fanden.

Damit würde auch erklärt, warum die bekannten Diskordanzpunkte nicht durch eine gerade Linie verbunden werden können. Sie lagen ja beiderseits der an sich wohl geradlinigen Schubzone, sind uns aber nur teils westlich, teils östlich von ihr erhalten.

Die dritte, Warsteiner, Querzone ist gekennzeichnet durch marsische Falten bei Warstein und eine alt angelegte lange Störung (Altenbürener Störung). Diese Zone ist also noch unstabiler als die Werl—Eibelshausener. Hier ist eine Tiefenstörung fast ganz durchgerissen und nur stellenweise sind die Deckschichten in Fiederfalten geworfen.

Aus der Betrachtung der drei Querzonen erhellt, daß man dabei nicht generell von Zonen besonderer Schwäche oder Stärke reden darf. Vielmehr verhalten sich die Querzonen sehr verschieden, und im ganzen zeigt sich eine Abnahme der Stabilität nach Osten zu. Man gewinnt den Eindruck, daß es sich bei den Querzonen doch nicht um etwa kaledonische, später varistisch gegitterte Faltenzüge handelt, sondern um tiefliegende Schollengrenzen, die z. T. vernarbt und verstärkt, z. T. aber beweglich geblieben sind. Bei Horizontalverschiebungen, z. B. in marsischer Zeit, wurden die die Narbe ungestört verhüllenden Deckschichten teils nur in kurze Fiederfalten verschoben, teils durch Störungen (Blätter) wirklich zerrissen. Der varistischen Hauptfaltung setzten die Querzonen einen gewissen Widerstand entgegen, es kam so zum Aussetzen der Tektonik an diesen Zonen. Dabei hat aber auch die Umprägung der schon verschobenen Falten eine Rolle gespielt.

Zusammenfassung

Die in der letzten Zeit weitgehend verfeinerte Stratigraphie des Oberdevons im östlichen Teil der Attendorn — Elsper Mulde gibt die Möglichkeit, die Transgression der Dasbergschichten hier im einzelnen zu verfolgen. Die höheren Dasbergschichten überwältigten in der marsischen Phase der bretonischen Gebirgsbildung angelegte Faltenzüge, die schon in der Richtung der spätvaristischen Falten verliefen, aber durch Querstörungen gegeneinander

10) Falls im Herscheider Gebiet eine kaledonische Diskordanz nachzuweisen wäre, würde sich diese recht gut in die Querzone einfügen und deren kaledonische Existenz beweisen.

verschoben waren. Die marsischen Falten sind ebenso wie das Aussetzen der spätvaristischen Tektonik an drei lange, NW—SO streichende Querzonen gebunden, die nicht als Querschwellen oder vorbretonische Faltenstränge, sondern als verschieden stabile Schollengrenzen gedeutet werden.

Schriften

Breddin, H.: Die mitteldevonischen Konglomerate des Schwarzbachtales bei Ratingen und ihre stratigraphische Bedeutung. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, S. 193 bis 212. Berlin 1926.

Henke, W.: Erläuterungen zu Blatt Endorf. — Berlin 1924.

Henke, W. & Schmidt, W. E.: Erläuterungen zu Blatt Altenhundem. — Berlin 1922.

Keller, G.: Beitrag zur Kenntnis der paläogeographischen Verhältnisse im Oberkarbon Nordwestdeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges., **89**. Berlin 1937.

Lotze, Fr.: Das Mitteldevon des Wennetales nördlich der Elsper Mulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. H. **104**. Berlin 1928.

Paeckelmann, W.: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges. — Berlin 1926.

— : Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1933, **54**. Berlin 1934.

— : Faziesstudien im Devon und Unterkarbon der Attendorn—Elsper Doppelmulde des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1937, **58**. Berlin 1938 (im Druck).

Reich, H.: Über ein Vorkommen von transgredierendem Oberdevon am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, Mber. S. *16—32*. Berlin 1926.

Schenk, E.: Zusammenhang von Bruchbildung und Faltung im Rheinischen Schiefergebirge. — Glückauf, **46**. Essen 1934.

Schmidt, H.: Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Karbon-Grenze im Sauerland. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**. Berlin 1924.

— : Das Paläozoikum der Pyrenäen. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., (3), **5**. Berlin 1931.

— : Faltungskerne im ostrheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 680—686. Berlin 1936.

Weber, H.: Das Oberdevon der Attendorn—Elsper Doppelmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 537—574. Berlin 1934.

Urschrift eingegangen am 15. Dezember 1937

Druckauftrag erteilt am 23. Mai 1938

Über geomechanische Eigenschaften einiger norddeutscher Sedimentgesteine

Von Hans-Joachim Schoene

Mit 5 Abbildungen

Inhalt

Seite

I. Umfang der Versuche 586
II. Kennzeichnung des bearbeiteten Versuchsmaterials 587
III. Die Probenherstellung 592
IV. Die Versuchsausführungen 593
V. Zusammenstellung der Ergebnisse 595
VI. Auswertung des Materials 608
VII. Seismische Refraktionsmessungen im Gebiet der untersuchten Proben 613
VIII. Ein Vergleich der statisch und dynamisch bestimmten Geschwindigkeiten longitudinaler Wellen 617
IX. Zusammenfassung 619
X. Schriften 619

I. Umfang der Versuche

In der vorliegenden Arbeit wird über geomechanische Untersuchungen berichtet, die im Rahmen der geophysikalischen Reichsaufnahme an der Preußischen Geologischen Landesanstalt an einigen norddeutschen Sedimentgesteinen vorgenommen worden sind.

Bewußt sind für die folgenden Untersuchungen in der Hauptsache Proben aus einer Bohrung, der Bohrung Sülze II der Deutschen Petroleum A.-G. herangezogen worden. Es liegt im besonderen Interesse, einmal ein vollständiges Bild über das elastische Verhalten, die Geschwindigkeiten longitudinaler Wellen, das Raumgewicht, das spezifische Gewicht und schließlich auch das Porenvolumen mit zunehmender Teufe zu erhalten. Aus der Bohrung, die eine Endteufe von 2681,5 m hat, sind mir aus 99 verschiedenen Teufen Bohrkerne zur Verfügung gestellt worden.

Es wurden an 160 Kernproben aus verschiedenen Tiefen die oben erwähnten Eigenschaften geprüft. Bei weiteren 17 Proben konnte nur aus Raum- und spezifischem Gewicht, die „wahre" Porosität berechnet werden.

Als Vergleichsmaterial wurden aus 6 verschiedenen Teufen 10 Proben bearbeitet.

Bei der Bedeutung, die die Kenntnis der elastischen Eigenschaften (H. Reich, Stöcke, a. a. O.) der Gesteine für die Geophysik hat, auf die in

den letzten Jahren mehrfach hingewiesen worden ist, bin ich dankbar, daß es mir gestattet ist, Untersuchungen erstmalig in diesem Umfang und dieser Vollständigkeit durchzuführen.

Bei der Bohrung Sülze II handelt es sich in der Hauptsache um Schichten der Ober-Kreide, vom Oberen-Mukronaten-Senon bis zum Unter-Cenoman. Die Stufen sind in einer Gesamtmächtigkeit von 1845 m durchteuft worden.

Da an dem Salzstock von Sülze seismische Refraktionsmessungen gemacht worden waren, konnten statisch und dynamisch gefundene Geschwindigkeiten longitudinaler Wellen einem Vergleich unterzogen werden.

II. Kennzeichnung des bearbeiteten Versuchsmaterials

Die Bestimmung der Gesteinsproben wurde an Hand des Schichtenverzeichnisses der Bohrung Sülze II — RB 32 vorgenommen. Dieses Verzeichnis wurde von dem Geologen der Deutschen Petroleum A.-G., Herrn Dozent Dr. Kraiss und dem Geologen Herrn Dr. Riedel von der Preußischen Geologischen Landesanstalt aufgestellt.

Die Vergleichsproben stammen aus folgenden Bohrungen:

Kenn-Nr.	Teufe m	Stufe	Bohrung	Meßtischblatt Nr.
136	464,7	Mukronaten-Senon	Birkenstein 1	Offen 1672
137/38	1208	Mukronaten-Senon	Leversen 1	Harburg 1121
139	1295	Unter-Senon	E 68	Wathlingen 1817
140/42	360	Ober-Emscher	Freienwalde 1	Freienwalde 1697
143/44	1467	Cenoman	Fröhlich 1	Wathlingen 1817
145	1353	Unter-Hauterive	E 66	Wathlingen 1817

Nachfolgende Tabellen zeigen die Kennzeichnung der Gesteine in den einzelnen Teufen:

Lfd. Nr.	Kenn-Nr.	Teufe m	Stufe	Beschaffenheit
1	1	518	Oberes Mukronaten-Senon, Steinförder Fazies	Mittel- bis dunkelgrauer, feinsandiger und schwach glaukonitischer, toniger Mergelstein, ungeschichtet.
2	—	530	Oberes Mukronaten-Senon, Steinförder Fazies	Mittelgrauer, sandig-schwach glaukonitischer, toniger Mergelstein, mürbe, ungeschichtet.
3	—	543	Oberes Mukronaten-Senon, Steinförder Fazies	Grauer, ziemlich mürber, sehr stark fein- und mittelsandig-glaukonitischer, toniger Mergelstein, ungeschichtet.
4	3	603	Oberes Mukronaten-Senon, Steinförder Fazies	Übergang von der Steinförder-Fazies des Mukronatensenons zur kalkig tonigen. Hellgrauer, stärker toniger Mergelstein.

Lfd. Nr.	Kenn-Nr.	Teufe m	Stufe	Beschaffenheit
5	4	702	Mukronaten-Senon	Hellgrauer, ziemlich harter, kalkhaltiger Mergelstein, fast ohne Sand und Glaukonit mit Einlagen von Kalkmergel, weißlich bis hellgrünlichgrau, ungeschichtet.
6	5	805	Mukronaten-Senon	Hellgrauer, ganz schwach bräunlicher, ziemlich harter, dichter und kalkiger Mergelstein mit einzelnen unregelmäßigen, dunkelgrauen Flecken; Lagerung annähernd horizontal.
7	6	849	Mukronaten-Senon	Gestein wie letzter Kern; Einfallen etwa 10 Grad.
8	7	901	Mukronaten-Senon	Mittelgrauer, unregelmäßig dunkelgrau geflammter, kalkiger Mergelstein, sehr hart und splittrig brechend; Lagerung annähernd horizontal.
9	8/9	1052	Allmählicher Übergang Mukronaten-Quadraten-Senon	Fast weißer, schwach bräunlicher, ziemlich harter und ungeschichteter, kalkiger Mergelstein, mit zahlreichen bis 1/2 cm dicken Lagen von dunkelgrauen und bräunlichen, wesentlich tonigeren Bestegen; undeutliche Schichtung.
10	10	1120	Allmählicher Übergang Mukronaten-Quadraten-Senon	Gestein dasselbe, Lagerung annähernd horizontal.
11	11/14	1208	Allmählicher Übergang Mukronaten-Quadraten-Senon	Fast weißer, harter, dichter und ungeschichteter, kalkiger Mergelstein, im Bruch bräunlich anlaufend, mit rundlichen, weißen Kalkzellen und zahlreichen, unregelmäßigen bis 3 mm dicken stylolithischen Verzahnungsflächen, an denen das Gestein sich besonders leicht ablöst. Die Trennungsflächen sind mit wenigem dunkelgrauen, fast schwarzen Mergel belegt; Bruch splittrig.
12	15/18	1275	Quadraten-Senon	Gestein dasselbe.
13	19	1359	Quadraten-Senon	Gestein dasselbe.
14	20	1400	Quadraten-Senon	Gestein dasselbe, nur die mit dunklem Mergel belegten Stylolithen treten zurück.
15	21	1402	Quadraten-Senon	Gestein wie vorher.

Lfd. Nr.	Kenn-Nr.	Teufe m	Stufe	Beschaffenheit
16	22/23	1476,5	Quadraten-Senon	Heligrauer, dichter und ungeschichteter, kalkiger Mergelstein, dunkler und toniger als vorher, mit nicht sehr zahlreichen bis 5 cm dicken Lagen von mittelgrünlichgrauem, wesentlich tonigerem und mürberem Mergelstein mit dunkelgrauen Flecken.
17	24/26	1511	Quadraten-Senon	Gestein dasselbe, im allgemeinen etwas toniger und daher nicht so hart. Einlagerungen des dunklen bis mittelgrünlichgrauen tonigeren Mergelsteins sind bei Nr. 24 und 26 dicker als bei Nr. 25; ungeschichtet.
18	27/29	1563	Unteres Quadraten-Senon u. Übergang zum Granulaten-Senon	Mittelgrauer, unregelmäßig geflammter, ungeschichteter, toniger und kalkiger Mergelstein.
19	30	1614,5		Gestein dasselbe, im allgemeinen mittelgrau mit grünlichen Farbtönen, Gestein ziemlich milde. Einfallen etwa 3 Grad.
20	31/33	1615		Gestein dasselbe; bei Nr. 31 mürbere, tonigere Partien.
21	34/36	1665	Granulaten-Senon	Mittelgrüngrauer, doch etwas heller als vorher, kalkiger, meist toniger Mergelstein mit unregelmäßigen dunkelgrauen Flasern. Einfallen etwa 3 Grad.
22	37/38	1714	Granulaten-Senon	Gestein dasselbe, etwas mehr grünlichgrau, Einfallen etwa 3 Grad.
23	39	1764	Granulaten-Senon	Gestein wie oben.
24	40	1813	Granulaten-Senon	Gestein wie oben.
25	41	1863,25	Ober-Emscher	Mergelstein, stark kalkig, grau bis grünlichgrau mit unregelmäßigen dunkelgrauen Flecken, Feinstsandgehalt sehr gering, Lagerung fast söhlig.
26	42	1863,5	Ober-Emscher	
27	43/44	1873,4	Ober-Emscher	Gestein dasselbe, kalkigere Lagen nehmen zu.
28	45	1917	Unterster Ober-Emscher? u. Mittel-Emscher	Gestein dasselbe, mit vielen kalkigen Lagen.

Lfd. Nr.	Kenn-Nr.	Teufe m	Stufe	Beschaffenheit
29	46	1919	Unterster Ober-Emscher? u. Mittel-Emscher	Gestein dasselbe, etwas helleres Grau.
30	—	1923,7		Gestein dasselbe.
31	47	1925		Gestein dasselbe.
32	48	1941		Gestein dasselbe, mit helleren tonigen Flecken.
33	49	1951,9		Gestein dasselbe.
bis 38	bis 54	bis 2004		Gestein dasselbe.
39	55	2009	Unter-Emscher	Gestein wie vorher.
bis 49	bis 67	bis 2065	Unter-Emscher	Gestein dasselbe.
50	68	2069,8	Ober-Turon	Gestein wie vorher, fester, aber nicht harter, toniger Mergelstein, Lagerung fast horizontal (?).
bis 55	bis 70	bis 2093,3	Ober-Turon	
56	71/72	2096	Ober-Turon	Mergeliger Kalkstein von etwas hellerer Farbe als vorher.
57	73	2099,6	Ober-Turon	Gestein wie vorletzte Angabe.
58	74	2121	Obers Mittel-Turon	Gestein dasselbe. Die kalkigen Bänke von etwas hellerer Farbe sind durch 2 cm dicke Lagen von mittel- bis dunkelgraugrünem, festen, tonigen Mergelstein getrennt.
bis 61	bis 81	bis 2128	Oberes Mittel-Turon	
62	82	2133,4	Unterer Teil des oberen Mittel-Turon und oberer Teil des unteren Mittel-Turon	Hellgrauer, stark kalkiger Mergelstein.
63	83	2133,9		Gestein dasselbe, etwas heller.
64	84/85	2138,5		Gestein dasselbe mit einigen Bänken von mittelgrauem, kalkigen Mergelstein mit dünnen, dunkelgraugrünen, tonigeren Lagen wie vorher.
65	86	2141,8		Gestein dasselbe, Zurücktreten der dunkleren Einlagen.
bis 69	bis 89	bis 2156		Gestein dasselbe.
70	90	2167		Gestein dasselbe, heller kalkiger Mergelstein.
bis 77	bis 97	bis 2226,5		
78	98	2229,4	Unteres Mittel-Turon	Gestein dasselbe, hellgrauer, stark kalkiger, braun anlaufender Mergelstein.
bis 85	bis 111	bis 2256,9		

Lfd. Nr.	Kenn-Nr.	Teufe m	Stufe	Beschaffenheit
86	—	2276,8	Unter-Turon	Hellgrauer, ziemlich fester kalkiger Mergelstein, ungeschichtet. Nicht sehr viele dunkelgraue unregelmäßige Lagen.
87	112	2281,5	Unter-Turon	Dunkelgrauer, fast schwarzer, sehr schwach bituminöser, recht fester toniger Mergelstein. Gestein flach geschichtet.
88 bis 90	113 bis 118	2297 bis 2308	Ober-Cenoman	Grauer, kalkiger Mergelstein mit bräunlichen Tönen, dicht, hart, ungeschichtet, bei 2305 schwach rötlich.
91	119	2317,5	Mittel-Cenoman	Der Mergelstein geht ganz allmählich in etwas tonigeren Mergelstein von hell- bis mittelgrauer und bräunlichgrauer Farbe über, ungeschichtet.
92	122 bis	2321 bis	Mittel-Cenoman	
93	123	2343,8	Mittel-Cenoman	
94 bis 98	125 bis 129	2360,8 bis 2466	Ober-Alb Ober-Alb	Dunkelgrauer, meist milder, toniger Mergelstein, nur schwach geschichtet und gebändert, Lagerung fast horizontal.
99	—	2498	Unterstes Ober-	Gestein wie vorher, ganz schwache Farbtöne.
100	—	2511	Alb ? u. Mittel-Alb	
101	130	2529	Unterstes Ober-	Toniger Mergelstein, dunkelgrau mit schwach grünlichem Stich, flaseriger Linse von Kalk, grau mit grünlich-bräunlichem Stich, dicht, Lagerung anscheinend söhlig.
102	—	2555	Alb ? u Mittel-Alb	
103	–	2642	Mittel-Unter-Hauterive	Dunkelgrauer, wenig feinsandiger, ziemlich fester, toniger Mergelstein, Lagerung scheinbar horizontal.
104	—	2656	Rhät?	Hell- bis mittelgrauer, stark kalkiger Sandstein mit dunklen, unbestimmbaren Gemengteilen, wellig verlaufende unregelmäßige Schlieren von dunkelgrauem, tonigen Mergelstein. Lagerung nach den Mergelschlieren horizontal.
105	131/	2663,6	Rhät?	Mittelbräunlichgrauer, sandiger Kalkstein, dazu sehr starker Gehalt an hellbraunen Kalkspatkriställchen, ebenfalls einige Glaukonitkörner.
106	133	2666		
107	134/ 135	2671	Rhät?	Gestein dasselbe, nur dunkler und mergeliger.

Lfd. Nr.	Kenn-Nr.	Teufe m	Stufe	Beschaffenheit
			Vergleichsproben:	
108	136	464,7	Mukronaten-Senon	Hellgrauer Kreidemergel und Kalkstein.
109	137/138	1208	Mukronaten-Senon	Weißlich und graugrün geflammter, harter, glaukonitischer Kalk.
110	139	1295	Unter-Senon	Hellgrauer, dichter, stark kalkiger Mergelstein mit schwarzen Tonbestegen.
111	140/142	360	Ober-Emscher	Reiner, weißer Kalkstein, Feinstsandgehalt.
112	143/144	1467	Cenoman	Dunkelgrauer, fester Mergelstein mit Tonschnitzen und muscheligem Bruch.
113	145	1353	Unter-Hauterive	Graubrauner, stark feinsandiger, fester Mergel — mergeliger Sandstein.

III. Die Probenherstellung

Zur Ausführung der Elastizitätsversuche wurden aus dem zur Verfügung stehenden Kernmaterial Prismen hergestellt, deren Stirn- und Mantelflächen sehr genau planparellel geschliffen wurden, auch wurde darauf geachtet, daß die Endflächen genau senkrecht zur Achse des Prismas — also zur Druckrichtung — lagen, um möglichst das Auftreten von Biegungsspannungen zu vermeiden.

Zu bemerken ist hierzu noch, daß sieben von den zugeschnittenen Proben Zylinder sind. Es handelt sich um die laufenden Nrn. 25, 27, 32, 36, 136, 139, 145. Aus den Versuchen über die Druckfestigkeit von Naturgesteinen (Bauschinger 1876, Burchartz 1931) ist ja bekannt, daß die Zylinderform sich ebensogut zu den genannten Untersuchungen eignet wie die Prismenform.

Leider ließ das Material die Herstellung von gleich großen Prismen nicht zu. So schwankt die Größe der Probekörper zwischen den Maßen: 4,70×4,89× 21,24 cm und 0,54×2,55×5,77 cm.

Da die Abmessungen an einzelnen Versuchskörpern zum Teil recht klein sind (Reich 1927), wurden, soweit es die Umstände gestatteten, in den einzelnen Stufen eine große Anzahl von Proben untersucht und in den verschiedensten Teufen Vergleichsuntersuchungen angestellt.

Die Abmessungen bei den Prismen wurden so gewählt, daß die Meßfedern in einer Zone angebracht werden konnten, die von der Endflächenreibung — somit auch von den Querspannungen — nicht mehr beeinflußt wird.

IV. Die Versuchsausführungen

An den fertiggestellten, lufttrockenen Probekörpern wurde dann auf mechanischem Wege das Raumgewicht bestimmt.

Für die Messung des Elastizitätsmoduls (Reich 1933, Haalck 1934) oder kurz des E-Moduls mußte der Probekörper in die Druckpresse eingebaut werden. Es wurde darauf geachtet, daß er zentrisch stand und die Stirnflächen möglichst gleichmäßig und direkt an den Druckplatten anlagen. Die Versuche wurden je nach der Größe der Prismen entweder an der 300 t Druckpresse (Losenhausenwerk) oder an der 15 t Presse (Wazau) ausgeführt.

Um dem Körper die nötige Standsicherheit zu geben, wurde ihm eine kleine Nullast zugeteilt. Es handelt sich also um die gleiche Versuchsanordnung, wie sie von ähnlichen Arbeiten her bekannt ist. Auch wurde für die Messung der elastischen Formänderungen der Martens-Hesse Spiegelapparat (Breyer 1929) benutzt. Es wurden je nach der Größe der Prismen Meßfedern von 2,5, 5 und 10 cm Länge verwandt.

Die Aufschreibungen und der Prüfungsvorgang spielte sich ebenso ab, wie in der erwähnten Arbeit von Breyer. Als Beispiel für diese Untersuchungen sollen die Meßreihen Nr. 66, Unter-Emscher aus 2065 m Teufe dienen (S. 594). Eines geht allerdings aus der Meßreihe nicht hervor, nämlich, daß die Be- und Entlastung bei jeder Druckstufe solange fortgesetzt wurde, bis man bei den Ablesungen konstante Werte erhielt.

Dadurch, daß man auf zwei gegenüberliegenden Seiten der Kernprobe Spiegelapparate anbringt, erhält man einen Mittelwert der Längenänderung. Man gleicht so den Fehler aus, der vielleicht auf etwas schiefgeratene Einspannung, Verbiegung oder Inhomogenität des Materials zurückzuführen ist.

Die stufenweise aber nicht ruckweise Be- und Entlastung erfolgte in Intervallen von ~ 25 kg/cm² bis zu einem Höchstdruck von ~ 200 bzw. ~ 400 kg/cm², was einem Hangenddruck von etwa 1000 bis 2000 m entspricht.

Die Belastungsdauer (Tetmayer 1904, Stöcke & Borchert 1936), die von großer Wichtigkeit bei den Elastizitätsversuchen ist, war eine kurze, sie betrug weniger als eine Minute. Doch nicht nur sie verdient erwähnt zu werden. Es ist ja eine bekannte Tatsache, daß auch die Verformungsgeschwindigkeit, wobei also nicht die Druckplattenbewegung gegeneinander gemeint ist, auf den Deformationswiderstand einen hohen Einfluß hat. Dies wurde bei den Versuchen insoweit berücksichtigt, als auf eine möglichst gleichmäßige Zeitdauer Wert gelegt wurde.

Die Versuche wurden bei Zimmertemperatur (18—20°) ausgeführt.

Zur Bestimmung des spezifischen Gewichtes wurde von den Kernstücken Gesteinsstaub hergestellt, der dann getrocknet und gewogen wurde. Das Volumen wurde mit Hilfe des Volumenometers nach Erdmenger-Mann bestimmt.

Das Volumenometer besteht aus einer Bürette von 50 cm³ Inhalt, sowie aus einem ebenfalls auf 50 cm³ geeichten Meßkölbchen. Als Meßflüssigkeit wurde Benzol benutzt.

Da der Nullpunkt bei der Bürette an deren Basis liegt, gibt die in der Meßröhre verbleibende Benzolmenge unmittelbar das Volumen des Gesteinsstaubes an.

Meßreihen zur Bestimmung des E-Modul

Nr: 66 (163)

Bohrung: Sülze II — Meßtischblatt: Sülze Nr. 1673
Teufe: 2065 m — Gestein: Unter-Emscher
Meßlänge: 5 cm — Abmessungen: 2,00 × 2,24 × 9,22 cm
Fläche: 4,48 cm²

Belastung	Spannung	Zusammendrückung in 1/50000 cm			Zunahme in 1/50000		Federnde E	E-Modul			Bemerkungen
kg	kg/cm²	l	r	Mittel	zu	gesamt				CGS · 10⁶	
44	9,82	0	0	0	0	0					
132	29,46	8	12	10	10	10					
	9,82	0	0	0	− 10	0	10		491 000	4,82	$E = \frac{19{,}64 \cdot 5 \cdot 50\,000}{10}$
132		8	12	10	10	10		} 16,5			E = 491 000
264	58,92	21	32	26,5	16,5	26,5					
	9,82	0	0	0	− 26,5	0	26,5		463 000	4,54	
264		21	32	26,5	26,5	26,5		} 17,0			
396	88,38	37	50	43,5	17	43,5					
	9,82	0	0	0	− 43,5	0	43,5		451 500	4,44	
396		37	50	43,5	43,5	43,5		} 16,0			
528	117,84	51	68	59,5	16	59,5					
	9,82	0	0	0	− 59,5	0	59,5		453 500	4,45	
528		51	68	59,5	59,5	59,5		} 17,0			
660	147,30	69	85	77	17,5	77					
	9,82	1	0	0,5	− 76,5	0,5	76,5		449 500	4,41	
660		69	85	77	76,5	77		} 17,0			
792	176,76	87	102	94,5	17,5	94,5					
	9,82	2	0	1	− 93,5	1	93,5		447 000	4,39	
792		87	102	94,5	93,5	94,5		} 17,0			
924	206,22	103	120	111,5	17	111,5					
	9,82	2	0	1	−110,5	1	110,5		445 000	4,36	
924		103	120	111,5	110,5	111,5		} 18,0			
1056	235,68	121	138	129,5	18	129,5					
	9,82	2	0	1	−128,5	1	128,5		440 000	4,32	
1056		121	138	129,5	128,5	129,5		} 17,0			
1188	265,14	140	154	147	17,5	147					
	9,82	2	1	1,5	−145,5	1,5	145,5		438 500	4,3	
1188		140	154	147	145,5	147		} 17,0			
1320	294,60	158	172	165	18	165					
	9,82	3	2	2,5	−162,5	2,5	162,5		438 500	4,3	
1320	294,60	158	172	165	18	165					

V. Zusammenstellung der Ergebnisse

In den nachfolgenden Tabellen sind die Ergebnisse aus den Bestimmungen des E-Moduls, der Geschwindigkeit longitudinaler Wellen, des Raumgewichts, des spezifischen Gewichts und der Porosität zusammengestellt.

Nach den bekannten Formeln (Schrifttum: Reich, Haalck und a. a. O.) wurden die Werte errechnet: für den Elastizitätsmodul: $E = \frac{l}{\triangle l} \cdot \frac{p}{q}$, wobei l die Länge, $\triangle$ l die federnde Elastizität, p die wirkende Kraft und q den Querschnitt bedeutet;

die Geschwindigkeit longitudinaler Wellen:

$$= \sqrt{\frac{E}{\varphi} \cdot \frac{(1-\nu)}{(1+\nu)\,(1-2\nu)}}$$

die Poissonsche Zahl $\nu = 0{,}27$, φ die Dichte;

Raum und spezifisches Gewicht $s = \frac{g}{v}$;

die Porosität in %: $x = \frac{(\varphi - \varphi') \cdot 100}{\varphi}$,

wobei φ = spez. Gew., φ' = Raumgew. lufttrocken.

In den folgenden Tabellen sind jeweils die Werte für eine Stufe zusammengefaßt. Und in der letzten Tabelle sind die Elastizitätsgrade (Bach, 1920; A. Föppl, 1925; Stöcke, 1934), die das Verhältnis der federnden zur Gesamtformänderung darstellen, in % für die einzelnen hunderter Druckstufen (kg/cm²) errechnet und zusammengestellt.

In den Tabellen (S. 596—599) sind die Werte aufgeführt, die man jeweils bei der Bestimmung aus einer Teufe erhält. Die in diesen Tabellen angeführten E-Werte stellen Mittelwerte dar, die man aus den „Meßreihen zur Bestimmung des E-Moduls“ (s. S. 594) erhält.

Aus diesen E-Werten wurde dann durch Mitteln der Wert für die betreffende Stufe gefunden, so wie er in den Tabellen auf den Seiten 600—603 erscheint. Letzteres gilt auch für die übrigen Berechnungen.

Aus der letzten Zusammenstellung ersieht man den hohen E-Grad der untersuchten Proben, der um 90% jedoch häufig noch höher liegt. Einige wenige Werte fallen heraus — sie liegen niedriger als 80% —, doch kann man nach makroskopischem Befund dafür keine Anhaltspunkte angeben.

Nr.	Teufe m	Stufe	p*) s*)	E cgs. 10^{11}	v m/sec.	Rg g/cm³	sp. G. g/cm³	Porosität in %
1/101	518	Oberes Mukronaten-Senon	p	2,4	3540	2,41	2,69	10,4
—	530		—	—	—	2,11	2,63	19,8
—	543		—	—	—	1,96	2,74	28,5
3/103	603		p	0,88	2400	1,89	2,59	27,0
4/104	702	Mukronaten-Senon	p	1,46	2980	2,05	2,58	20,5
—	702		—	—	—	2,30	2,58	10,9
5/105	805		p	1,87	3140	2,37	2,65	10,6
6/106	849		p	1,93	3170	2,385	2,65	10,0
7/107	901		p	1,89	3140	2,40	2,65	9,4
8/108	1052	Mukronaten-Quadraten-Senon	p	2,9	3940	2,35	2,64	11,0
9/121	1052		p	3,28	4180	2,35	2,64	11,0
10/109	1120		p	3,15	4020	2,43	2,67	9,0
11/122	1208		p	3,79	4440	2,40	2,63	8,7
12/66a	1208		p	4,2	4700	2,38	2,63	9,5
13/66b	1208		p	3,2	4100	2,38	2,64	9,9
13/66c	1208		p	3,8	4470	2,38	2,64	9,9
14/114	1208		p	2,76	3750	2,44	2,63	7,2
15/12	1275	Quadraten-Senon	s	3,05	3960	2,37	2,66	8,6
16/13	1275		s	3,55	4270	2,43	2,66	8,6
17/14	1275		p	3,85	4450	2,42	2,66	9,0
18/15	1275		p	3,5	4290	2,37	2,66	10,9
19/110	1359		p	4,13	4540	2,50	2,66	6,0
20/111	1400		p	4,07	4470	2,54	2,71	6,3
21/123	1402		p	4,67	4780	2,55	2,65	3,8
22/112	1476,5		p	2,54	3580	2,46	2,59	5,0
23/124	1476,5		p	2,62	3670	2,47	2,59	4,6
24/67a	1511		s	3,6	4050	2,45	2,64	7,2
25/27	1511		s	2,85	3790	2,48	2,64	6,1
26/67b	1511		p	2,75	3540	2,45	2,64	7,2
27/17	1563	Unteres Quadraten-Senon und Übergang zum Granulaten-Senon	s	1,9	3100	2,52	2,69	7,5
28/68a	1563		p	1,9	3100	2,52	2,69	6,3
29/68b_1	1563		s	1,95	3120	2,52	2,69	6,3
29/68b_2	1563		s	2,02	3190	2,52	2,69	6,3
30/69	1614,5		p	2,00	3170	2,47	2,64	6,4
31/11	1615		p	1,7	2990	2,37	2,64	10,2
32/10	1615		s	1,95	3130	2,47	2,64	6,4
33/125	1615		p	2,58	3620	2,47	2,64	6,4
34/70a	1665	Granulaten-Senon	p	2,92	3830	2,48	2,66	6,8
35/70b_1	1665		p	3,49	4190	2,48	2,66	6,8
35/70b_2	1665		p	3,25	4050	2,48	2,66	6,8
36/16	1665		s	2,1	3250	2,49	2,66	6,4
37/87a	1714		p	2,85	3760	2,52	2,65	4,9
38/87b	1714		s	2,46	3490	2,52	2,65	4,9
39/88	1764		s	2,96	3810	2,545	2,70	5,7
40/89	1813		s	3,15	3900	2,58	2,71	4,8

*) Schnitt der Kernprobe: p = parallel, s = senkrecht zur Schichtung.

Nr.	Teufe m	Stufe	p*) s*)	E cgs. 10^{11}	v m/sec.	Rg g/cm³	sp. G. g/cm³	Porosität in %
41/90	1863,25	Ober-Emscher	s	3,03	3850	2,56	2,65	3,4
42/91	1863,5		s	3,05	3850	2,56	2,65	3,4
43/162	1873,4		p	4,06	4430	2,58	2,66	3,0
44/92 b	1873,4		p	3,68	4210	2,59	2,66	2,6
$45/50_1$	1917	Unterster Ober-Emscher ? und Mittel-Emscher	p	4,53	4670	2,59	2,70	4,1
$45/50_2$	1917		p	4,6	4700	2,59	2,70	4,1
46/126	1919		p	4,67	4760	2,58	2,69	4,1
—	1923,7		—	—	—	2,55	2,66	4,1
$47/51_1$	1925		p	4,62	4690	2,61	2,67	2,2
$47/51_2$	1925		p	4,42	4600	2,61	2,67	2,2
48/128	1941		p	2,55	3540	2,54	2,67	4,9
49/129	1951,9		p	2,86	3740	2,55	2,67	4,5
50/71 a	1960		p	2,91	3770	2,56	2,66	3,8
50/71 b	1960		p	3,11	3900	2,56	2,66	3,8
51/52	1964		p	3,71	4230	2,58	2,66	3,0
52/130	1970		p	2,68	3640	2,52	2,65	4,9
53/53	1976		p	5,69	5270	2,56	2,69	4,8
—	1976		—	—	—	2,56	2,69	4,8
54/54	2004		p	4,2	4450	2,59	2,68	3,4
55/131	2009	Unter-Emscher	p	2,57	3540	2,57	2,66	3,4
56/55	2018,8		p	2,39	3410	2,57	2,68	4,1
$57/132_1$	2018,8		p	2,51	3510	2,55	2,67	4,5
$57/132_2$	2018,8		p	3,03	3850	2,55	2,67	4,5
$58/72_1$	2018,8		p	2,87	3730	2,57	2,68	4,1
$58/72_2$	2018,8		p	2,85	3720	2,57	2,68	4,1
—	2020,5		—	—	—	2,60	2,68	3,0
—	2026,7		—	—	—	2,60	2,68	3,0
59/93	2030,5		p	3,71	4210	2,57	2,67	3,8
60/133	2039,5		p	2,73	3650	2,56	2,67	4,1
61/56	2041		p	3,45	4090	2,58	2,68	3,7
62/73	2052,6		p	3,44	4080	2,56	2,70	5,2
63/74	2062		p	3,75	4270	2,57	2,67	3,8
64/57	2065		p	4,57	4690	2,57	2,71	5,2
65/164	2065		p	4,5	4680	2,57	2,71	5,2
66/163	2065		p	4,39	4620	2,57	2,71	5,2
67/58	2065		s	3,0	3820	2,57	2,71	5,2
—	2069,8	Ober-Turon	—	—	—	2,54	2,67	4,9
68/59 a	2072,6		s	3,0	3840	2,54	2,67	4,9
68/59 b	2072,6		s	2,73	3660	2,54	2,67	4,9
$69_1/134$	2083,2		p	2,62	3610	2,52	2,67	5,6
$69_2/75$	2089,3		p	3,47	4110	2,56	2,72	5,9
70/76 a	2093,3		p	4,40	4620	2,57	2,69	4,5
70/76 b	2093,3		p	3,35	4040	2,57	2,69	4,5
71/60	2096		p	4,99	4890	2,60	2,68	3,0
72/165	2096		p	6,07	5420	2,58	2,68	3,7
$73/77_1$	2099,6		p	4,14	4470	2,59	2,64	1,9
$73/77_2$	2099,6		p	4,72	4772	2,59	2,64	1,9

*) Schnitt der Kernprobe: p = parallel, s = senkrecht zur Schichtung.

Nr.	Teufe m	Stufe	p*) s*)	E cgs. 10^{11}	v m/sec.	Rg g/cm³	sp.G. g/cm³	Porosität in %
74/135	2121		p	5,03	4910	2,60	2,63	1,1
75/61$_1$	2121		p	4,58	4670	2,60	2,63	1,1
75/61$_2$	2121		p	5,56	5150	2,60	2,63	1,1
76/167	2121,5		p	4,96	4860	2,62	2,64	0,8
77/166	2121,5	Oberes	p	5,25	5010	2,62	2,64	0,8
78/63	2121,5	Mittel-Turon	p	5,65	5170	2,62	2,64	0,8
79/62	2122		p	3,75	4220	2,63	2,66	1,1
80/137	2122		p	4,06	4400	2,63	2,66	1,1
81/78$_1$	2128		p	5,48	5100	2,63	2,66	1,1
81/78$_2$	2128		p	5,6	5190	2,63	2,66	1,1
82/138	2133,4		p	4,22	4480	2,63	2,67	1,5
83/65a$_1$	2133,9		p	5,65	5190	2,62	2,64	0,8
83/65a$_2$	2133,9		p	4,67	4720	2,62	2,64	0,8
83/65b	2133,9		p	5,55	5150	2,62	2,64	0,8
84/79a	2138,5		p	5,1	4960	2,59	2,64	1,9
84/79b$_1$	2138,5		p	5,1	4960	2,59	2,64	1,9
84/79b$_2$	2138,5		p	5,15	4980	2,59	2,64	1,9
85/139	2138,5		p	5,80	5270	2,60	2,64	1,5
86/140	2141,8		p	5,45	5100	2,62	2,64	0,8
87/80a	2143		p	5,55	5130	2,64	2,66	0,8
87/80b	2143		p	5,6	5150	2,64	2,66	0,8
88/81a	2148		p	6,09	5360	2,64	2,66	0,8
88/81b	2148	Unterer Teil des oberen Mittel-Turon und oberer Teil des unteren Mittel-Turon	s	5,16	4950	2,64	2,66	0,8
89/141	2156		p	5,37	5090	2,59	2,66	2,6
90/142	2167		p	6,11	5400	2,59	2,64	1,9
91/113$_1$	2167		p	4,7	4770	2,59	2,64	1,9
—	2173		—	—	—	2,31	2,69	14,1
92/94	2191,5		p	5,86	5320	2,59	2,66	2,6
93/143	2194,5		p	6,51	5570	2,61	2,66	1,9
94/82a$_1$	2217		p	6,94	5750	2,60	2,66	2,3
94/82a$_2$	2217		p	6,25	5470	2,60	2,66	2,3
94/82b$_1$	2217		—	—	—	2,60	2,66	2,3
94/82b$_2$	2217		s	5,9	5310	2,60	2,66	2,3
94/82b$_3$	2217		s	6,45	5550	2,60	2,66	2,3
94/82b$_4$	2217		s	6,01	5360	2,60	2,66	2,3
95/83	2226,2		p	5,8	5270	2,61	2,66	1,9
96/144$_1$	2226,5		p	6,48	5560	2,59	2,64	1,9
96/144$_2$	2226,5		p	6,07	5370	2,62	2,64	0,8
97/145	2226,5		s	3,78	4240	2,62	2,64	0,8
98/84	2229,4		s	5,7	5200	2,64	2,68	1,5
99/168	2233		p	7,15	5800	2,63	2,67	1,5
100/85b	2233	Unteres	s	5,75	5200	2,64	2,68	1,5
101/170	2235,5	Mittel-Turon	s	5,8	5270	2,60	2,68	3,0
102/169	2235,5		p	5,95	5320	2,61	2,68	2,6
103/86b	2235,5		p	5,85	5300	2,60	2,68	3,0

*) Schnitt der Kernprobe: p = parallel, s = senkrecht zur Schichtung.

Nr.	Teufe m	Stufe	p*) s*)	E cgs. 10^{11}	v m/sec.	Rg g/cm³	sp. G. g/cm³	Porosität in %
104/171	2250		s	3,55	4140	2,59	2,69	3,7
105/95a	2250		s	5,15	4930	2,61	2,69	3,0
—	2251		—	—	—	2,62	2,66	1,5
107/96	2253,5	Unteres Mittel-Turon	s	5,65	5160	2,63	2,66	1,1
108/97	2253,5		p	6,15	5400	2,63	2,66	1,1
109/98a	2255,6		s	6,0	5330	2,63	2 66	1,1
110/147	2255,6		p	6,66	5630	2,63	2,66	1,1
111/148	2256,9		p	6,06	5340	2,62	2,72	3,7
—	2276,8	Unter-Turon	—	—	—	2,57	2,65	3,0
112/149	2281,5		p	3,66	4230	2,55	2,72	6,6
113/172	2297		s	3,00	3750	2,62	2,70	3,0
114/99	2297		p	5,25	5000	2,63	2,70	2,6
115/100	2305	Ober-Cenoman	s	5,25	5020	2,61	2,65	1,5
116/150	2305		p	6,0	5380	2,59	2,65	2,3
117/151	2308		s	5,81	5290	2,58	2,69	4,1
118/152	2308		p	5,16	4990	2,58	2,69	4,1
119/153	2317,5		p	4,8	4770	2,61	2,69	3,0
120/154	2317,5		s	4,99	4880	2,61	2,69	3,0
—	2321	Mittel-Cenoman	—	—	—	2,61	2,69	3,0
122/156	2321		p	4,89	4840	2,61	2,69	3,0
123,115	2321,8		p	4,80	4790	2,61	2,69	3,0
—	2343,8		—	—	—	2,62	2,71	3,3
124/116	2360,8		p	2,12	3170	2,62	2,70	3,0
125/157	2360,8		p	2,27	3290	2,61	2,70	3,3
126/158	2407		p	3,04	3830	2,55	2,66	4,1
127/117	2407	Ober-Alb	p	3,25	3870	2,54	2,66	4,5
128/118	2427		p	2,04	3160	2,56	2,63	2,7
129/159	2466		p	2,53	3500	2,57	2,67	3,8
—	2498		—	—	—	2,52	2,66	5,5
—	2511	Unterstes Ober-Alb ?	—	—	—	2,58	2,72	5,2
130/119	2529	und	p	4,06	4410	2,61	2,67	2,3
—	2555	oberes Mittel-Alb	—	—	—	2,60	2,66	2,3
—	2642	Mittel-Unter-Hauterive	—	—	—	2,59	2,67	3,0
—	2656		—	—	—	2,62	2,70	3,0
131/173	2663,6		s	2,3	3290	2,63	2,67	1,5
132 160	2663,6		p	3,12	3830	2,63	2,67	1,5
133/120 a_1	2666		s	2,39	3340	2,65	2,70	1,9
133/120 a_2	2666		s	1,76	2870	2,65	2,70	1,9
133/120 b	2666	Rhät ?	p	3,9	4270	2,65	2,70	1,9
133/120 c	2666		p	3,27	3910	2,65	2,70	1,9
134/161	2671		p	2,84	3700	2,60	2,72	4,4
135/174	2671		p	3,01	3780	2,62	2,72	3,7

*) Schnitt der Kernprobe: p = parallel, s = senkrecht zur Schichtung.

Während die Probekerne aus den Bohrungen Fröhlich 1 (143/44), E 66 (145), E 68 (139) und Birkenstein 1 (136) ebenfalls wie die Kerne der Bohrung Sülze II im mittleren Teile des nordwestdeutschen Kreidebeckens liegen, stammt der Kern aus der Bohrung Freienwalde 1 (140/42) vom östlichen und der der Bohrung Leversen 1 (137/38) aus dem nordwestlichen Teile des Beckens.

Nr.	Teufe m	Stufe	p*) s*)	E cgs. 10^{11}	v m/sec.	Rg g/cm³	sp. G. g/cm³	Porosität in %
		Vergleichsproben:						
136/43	464,7	Mukronaten-Senon	s	1,23	2560	2,33	2,56	9,0
137/1	1208	Mukronaten-Senon	p	1,75	3090	2,34	2,60	10,0
138/48	1208		p	1,84	3130	2,34	2,60	10,0
139/37	1295	Unter-Senon	s	3,15	3950	2,53	2,66	4,9
140/2	360	Ober-Emscher	s	1,20	2700	2,05	2,63	22,0
141/3	360		s	1,30	2810	2,05	2,63	22,0
142/4	360		s	1,19	2690	2,05	2,63	22,0
143/41	1467	Cenoman	p	4,68	4670	2,47	2,53	2,4
144/45	1467		p	2,9	3820	2,47	2,53	2,4
145/35	1353	Unter-Hauterive	s	1,28	2680	2,22	2,56	13,3

*) Schnitt der Kernprobe: p = parallel, s = senkrecht zur Schichtung.

Teufe m	Stufe	Beschaffenheit	E cgs. 10^{11}	v m/sec.	Rg g/cm³	sp. G. g/cm³	Porosität in %	Anzahl der Proben
518 bis 603	Oberes Mukronaten-Senon	Grauer, feinsandiger, glaukonitischer Mergelstein; an der Basis allmählich Übergang von der Steinförder-Facies zur kalkig tonigen.	1,74	3060	2,21	2,64	16,3	9
702 bis 901	Mukronaten-Senon	Hellgrauer, kalkiger und toniger Mergelstein, teilweise dunkelgrau geflammt.						
1052 bis 1208	Mukronaten-Quadraten-Senon	Fast weißer, kalkiger Mergelstein mit tonigeren Bestegen, mit stylolithischen Verzahnungsflächen.	3,26	4120	2,39	2,65	9,6	8

Teufe m	Stufe	Beschaffenheit	E cgs.10^{11}	v m/sec.	Rg g/cm³	sp. G. g/cm³	Porosität in %	Anzahl der Proben
1275 bis 1402	Quadraten-Senon	Fast weißer, meist kalkiger und toniger Mergelstein, noch mit dunklem Mergel belegte Stylolithen.	4,14	4540	2,48	2,67	7,1	5
1476,5 bis 1511		Hellgrauer, dichter, kalkiger Mergelstein, dunkler und toniger als vorher.	2,69	3645	2,46	2,62	6,1	4
1563 bis 1614,5	Unteres Quadraten-Senon und Übergang zum Granulaten-Senon	Mittelgrauer, unregelmäßig dunkel geflammter, toniger und kalkiger Mergelstein.	2,05	3210	2,50	2,67	6,4	4
1615		dgl. mit bräunlichen Farbtönen.	2,58	3620	2,47	2,64	6,4	1
1665 bis 1813	Granulaten-Senon	Mittelgrüngrauer, etwas hellerer, toniger Mergelstein mit dunklen Frasern.	3,00	3870	2,53	2,68	5,6	6
1863	Ober-Emscher	Grau bis grünlichgrauer, kalkiger und toniger Mergelstein, dunkelgrau geflammt.	3,04	3850	2,56	2,65	3,4	1
1873		Gestein dasselbe, nur kalkiger.	3,87	4320	2,58	2,66	3,0	2
1917 bis 1925	Unterster Ober-Emscher ? und Mittel-Emscher	Gestein dasselbe mit sehr vielen kalkigeren Lagen; teils auch mit helleren, tonigen Flecken.	4,58	4700	2,58	2,68	3,7	5
1941 bis 1970			2,97	3800	2,55	2,66	4,1	6
1976 bis 2004			4,95	4860	2,58	2,69	4,1	2
2009 bis 2019	Unter-Emscher	Gestein dasselbe.	2,70	3650	2,56	2,67	4,1	3
2030 bis 2065			3,77	4260	2,57	2,68	4,1	7

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Teufe m	Stufe	Beschaffenheit	E cgs.10^{11}	v m/sec.	Rg g/cm³	sp.G. g/cm³	Porosität in %	Anzahl der Proben
2069,8 bis 2093,3	Ober-Turon	Gestein dasselbe, in den oberen Partien fester, aber nicht harter toniger Mergelstein.	3,14	3910	2,55	2,68	4,8	6
2096 bis 2099,6		Mergliger Kalkstein von etwas hellerer Farbe als vorher.	4,98	4890	2,59	2,66	2,6	4
2121 bis 2128	Oberes Mittel-Turon	Gestein dasselbe.	4,90	4850	2,62	2,65	1,1	10
2133,4 bis 2226,5	Unterer Teil des oberen Mittel-Turon und oberer Teil des unteren Mittel-Turon	Hellgrauer, stark kalkiger Mergelstein.	5,73	5240	2,61	2,65	1,5	26
2229,4 bis 2256,9	Unteres Mittel-Turon	Hellgrauer, stark kalkiger Mergelstein.	6,11	5370	2,62	2,68	2,2	8
2276,8 bis 2281,5	Unter-Turon	Hellgrauer, kalkiger, bei 2281,5 m dunkelgrauer, fast schwarzer, schwach bituminöser, fester, toniger Mergelstein.	3,66	4230	2,56	2,69	4,8	1
2297 bis 2308	Ober-Cenoman	Grauer, kalkiger, dichter Mergelstein mit rotbräunlichen Tönen.	5,47	5120	2,60	2,68	3,0	3
2317,5 bis 2343,8	Mittel-Cenoman	Mergelstein von hell- bis mittelgrauer Farbe mit dunkelgrauen, tonigeren Einlagerungen.	4,83	4800	2,61	2,69	3,0	3
2360,8 bis 2466	Ober-Alb	Dunkler, toniger Mergelstein mit Kalkmergelknollen.	2,48	3440	2,57	2,67	3,7	6
2498 bis 2555	Unterstes Ober-Alb ? und oberes	Gestein dasselbe.	—	—	2,57	2,68	4,1	1
2529	Mittel-Alb	Dunkelgrauer, dichter, toniger Mergelstein mit flasrigen Kalklinsen.	4,06	4410	2,61	2,67	2,3	1

Teufe	Stufe	Beschaffenheit	E cgs.10^{11}	v m/sec.	Rg g/cm³	sp.G. g/cm³	Porosität in %	Anzahl der Proben
2642 bis 2656	Mittel-Unter-Hauterive	Gestein dasselbe.	—	—	2,61	2,69	3,0	1
2663,6 bis 2671	Räth ?	Dunkelgrauer, mehr oder weniger feinsandiger, toniger Mergelstein.	3,21	3890	2,63	2,70	2,6	5
		Vergleichsproben:						
464,7	Mukronaten-Senon	Hellgrauer Kreidemergel und Kalkstein.	1,23	2560	2,33	2,56	9,0	1
1208	Mukronaten-Senon	Weißlich und graugrün geflammter, harter, glaukonitischer Kalk	1,80	3110	2,34	2,60	10,0	2
1295	Unter-Senon	Hellgrauer, dichter, stark kalkiger Mergelstein mit schwarzen Tonbestegen.	3,15	3950	2,53	2,66	4,9	1
360	Ober-Emscher	Reiner, weißer Kalkstein, Feinstsandgehalt.	1,23	2730	2,05	2,63	22,0	3
1467	Cenoman	Dunkelgrauer, fester Mergelstein mit Tonschnitzen und muschligem Bruch.	2,9	3820	2,47	2,53	2,4	2
1353	Unter-Hauterive	Graubrauner, stark feinsandiger, fester Mergel — mergliger Sandstein.	1,28	2680	2,22	2,56	13,3	1

(Vergl. Angaben S. 587)

Nr.	Teufe m	Stufe	E^0 in % bei Spannung kg/cm² 100	200	300
1/101	518	Oberes Mukronaten-Senon	72	74	
3/103	603		89		
4/104	702	Mukronaten-Senon	93	90	87
5/105	805		90	81	
6/106	849		85	78	
7/107	901		93	88	85

Nr.	Teufe m	Stufe	E^0 in % bei Spannung kg/cm² 100	200	300
8/108	1052	Mukronaten/Quadraten-Senon	93	92	
9/121	1052		92	90	
10/109	1120		93	91	91
11/122	1208		96	94	
12/66a	1208		96	92	
13/66b	1208		92	94	94
13/66c	1208		96	95	
14/114	1208		97	91	88
15/12	1275	Quadraten-Senon	95	92	91
16/13	1275		92	92	92
17/14	1275		91	90	87
18/15	1275		92	91	90
19/110	1359		100	96	96
20/111	1400		97	94	93
21/123	1402		93	93	93
22/112	1476,5		98	94	92
23/124	1476,5		93	88	88
24/67a	1511		90	88	87
25/27	1511		95	89	
26/67b	1511		89	87	85
27/17	1563	Unteres Quadraten-Senon und Übergang zum Granulaten-Senon	94	89	
28/68a	1563		68	72	
29/68b$_1$	1563		90	90	
29/68b$_2$	1563		97	95	86
30/69	1614,5		90	86	85
31/11	1615		75	75	73
32/10	1615		67	75	78
33/125	1615		95	94	
34/70a	1665	Granulaten-Senon	89	88	89
35/70b$_1$	1665		92	92	
35/70b$_2$	1665		96	95	93
36/16	1665		67	68	
37/87a	1714		93	92	87
38/87b	1714		91	88	87
39/88	1764		95	94	94
40/89	1813		98	95	94
41/90	1863,25	Ober-Emscher	98	96	94
42/91	1863,5		98	95	93
43/162	1873,4		100	99	98
44/92b	1873,4		98	97	94
45/50$_1$	1917	Unterster Ober-Emscher ? und Mittel-Emscher	96	93	93
45/50$_2$	1917		100	100	
46/126	1919		100	98	
47/51$_1$	1925		100	97	

Nr.	Teufe m	Stufe	E^0 in % bei Spannung kg/cm² 100	200	300
$47/51_2$	1925		96	98	
48/128	1941		98	93	91
49/129	1951,9		97	93	
50/71 a	1960	Unterster Ober-Emscher ? und Mittel-Emscher	95	93	
50/71 b	1960		98	96	
51/52	1964		94	94	94
52/130	1970		93	91	89
53/53	1976		72	66	58
54/54	2004		93	93	91
55/131	2009		96	93	
56/55	2018,8		92	91	90
$57/132_1$	2018,8		94	93	
$57/132_2$	2018,8		94	91	
$58/72_1$	2018,8		93	94	
$58/72_2$	2018,8		96	94	91
59/93	2030,5		98	98	97
60/133	2039,5	Unter-Emscher	92	94	
61/56	2041		94	93	92
62/73	2052,6		92	92	92
63/74	2062		97	95	
64/57	2065		98	97	
65/164	2065		98	94	
66/163	2065		100	99	
67/58	2065		71	78	82
68/59 a	2072,6		96	92	92
68/59 b	2072,6		96	93	91
$69_1/134$	2083,2		95	93	
$69_2/75$	2089,3		75	61	
70/76 a	2093,3		98	96	
70/76 b	2093,3	Ober-Turon	93	94	93
71/60	2096		91	88	
72/165	2096		97	97	97
$73/77_1$	2099,6		100	98	97
$73/77_2$	2099,6		98	98	99
74/135	2121		100	99	
$75/61_1$	2121		96	97	
$75/61_2$	2121		97	98	97
76/167	2121,5		96	96	93
77/166	2121,5		100	99	99
78/63	2121,5	Oberes Mittel-Turon	98	98	
79/62	2122		89	88	87
80/137	2122		97	98	
$81/78_1$	2128		98	97	
$81/78_2$	2128		98	98	

Nr.	Teufe m	Stufe	E^0 in % bei Spannung kg/cm² 100	200	300
82/138	2133,4	Unterer Teil des oberen Mittel-Turon und oberer Teil des unteren Mittel-Turon	96	97	
83/65a$_1$	2133,9		86	93	
83/65a$_2$	2133,9		98	98	99
83/65b	2133,9		86	89	91
84/79a	2138,5		50	48	
84/79b$_1$	2138,5		97	96	
84/79b$_2$	2138,5		100	100	99
85/139	2138,5		98	96	
86/140	2141,8		100	100	
87/80a	2143		99	99	98
87/80b	2143		98	99	99
88/81a	2148		97	93	
88/81b	2148		96	95	95
89/141	2156		100	99	
90/142	2167		98	99	
91/113$_1$	2167		98	94	96
92/94	2191,5		97	97	98
93/143	2194,5		98	94	
94/82a$_1$	2217		96	96	97
94/82a$_2$	2217		99	97	95
94/82b$_1$	2217		92	96	97
94/82b$_2$	2217		100	100	99
94/82b$_3$	2217		98	99	99
94/82b$_4$	2217		100	100	99
95/83	2226,2		96	98	97
96/144$_1$	2226,5		100	100	
96/144$_2$	2226,5		100	98	
97/145	2226,5		97	93	90
98/84	2229,4	Unteres Mittel-Turon	96	97	96
99/168	2233		98	99	99
100/85b	2233		93	93	92
101/170	2235,5		100	100	98
102/169	2235,5		100	100	99
103/86b	2235,5		95	97	97
104/171	2250		99	97	94
105/95a	2250		90	91	91
107/96	2253,5		98	98	98
108/97	2253,5		100	100	99
109/98a	2255,6		99	99	98
110/147	2255,6		97	97	
111/148	2256,9		95	96	
112/149	2281,5	Unter-Turon	97	98	

Nr.	Teufe m	Stufe	E^0 in % bei Spannung kg/cm² 100	200	300
113/172	2297	Ober-Cenoman	82	82	
114/99	2297		99	98	98
115/100	2305		100	99	98
116/150	2305		100	100	
117/151	2308		100	99	
118/152	2308		99	95	
119/153	2317,5	Mittel-Cenoman	100	100	100
120/154	2317,5		98	96	
122/156	2321		100	98	
123/115	2321,8		96	95	95
124/116	2360,8	Ober-Alb	88		
125/157	2360,8		89	77	
126/158	2407		98	98	
127/117	2407		97	96	96
128/118	2427		95	95	94
129/159	2466		98	95	
130/119	2529	Unterstes Ober-Alb ? und oberes Mittel-Alb	94	97	96
131/173	2663,6	Rhät ?	85	81	81
132/160	2663,6		95	92	
133/120 a_1	2666		72	74	
133/120 a_2	2666		84	84	82
133/120 b	2666		97	94	94
133/120 c	2666		96	91	90
134/161	2671		99	90	
135/174	2671		90	87	85
		Vergleichsproben:			
136/43	464,7	Mukronaten-Senon	81	73	
137/1	1208	Mukronaten-Senon	88	87	86
138/48	1208		85	83	81
139/37	1295	Unter-Senon	80	81	81
140/2	360	Ober-Emscher	91	90	
141/3	360		84	81	
142/4	360		83		
143/41	1467	Cenoman	98	92	89
144/45	1467		90	89	88
145/35	1353	Unter-Hauterive	70		

VI. Auswertung des Materials

In dem Schaubild Nr. 1 sind die Werte des E-Modul, der Geschwindigkeit longitudinaler Wellen, der Porosität und des Raumgewichtes aus den Tabellen S. 600—603 dargestellt. Wie es zu erwarten ist, zeigen die Kurven des E-Modul und der Geschwindigkeit longitudinaler Wellen Parallelität; denn von den elastischen Eigenschaften und der Dichte des untersuchten Materials hängt bekanntlich die Fortpflanzungsgeschwindigkeit elastischer longitudinaler Wellen ab.

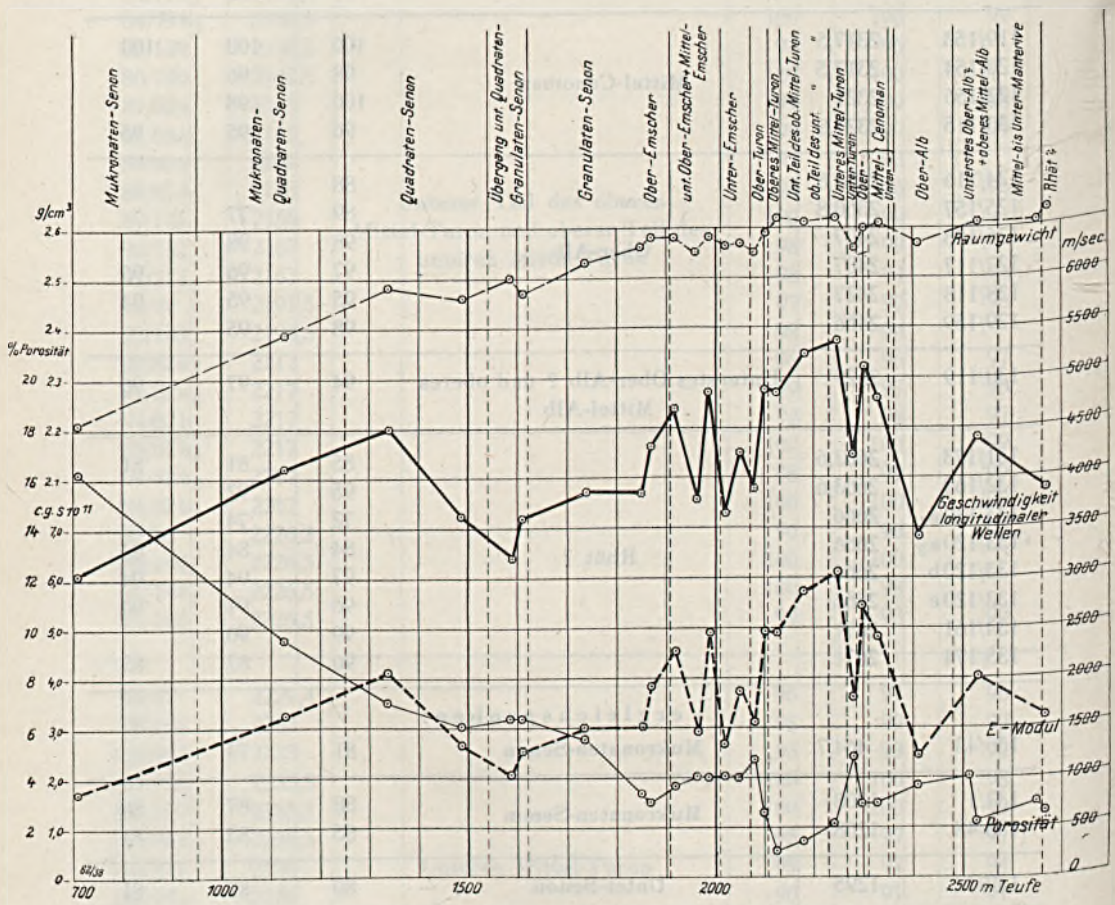


Abb. 1

Beim Verfolg der Porositätskurve sieht man deutlich das allmähliche Abklingen nach der Tiefe zu. Vom Ober-Emscher ab, also von ungefähr 1850 m an, verläuft die Kurve anders. Der Grund für die Unregelmäßigkeiten in der Porositätskurve ist sicher auf die Änderung des petrographischen Befundes zurückzuführen. Deutlich werden die Sedimentationszyklen durch diese Kurve veranschaulicht. Auf den tonig-kalkigen Emscher folgt das vor-

wiegend kalkige Turon, das dann wieder vom mehr tonigen Mergelstein des Alb abgelöst wird.

Auch erkennt man aus dem Diagramm, daß einmal mit wachsendem Hangenddruck das Material elastisch widerstandsfähiger und zum andern wie der E-Modul bei anwachsender Porosität niedriger wird.

Bei der Betrachtung des Raumgewichtes erhalten wir ein überaus instruktives Bild über die Zunahme desselben mit der Teufe; und das in einer petrographisch sonst gleichmäßigen Gesteinsserie.

Von einer graphischen Darstellung des spezifischen Gewichtes ist abgesehen worden. Aus den in den Tabellen angegebenen Bestimmungen geht hervor, daß zwischen diesen Werten keine großen Unterschiede auftreten. Man wird das vielleicht auf den verhältnismäßig einförmigen Aufbau der Mineralgemenge in den Sedimentgesteinen zurückführen können (Reich 1931 und 1933). Die Unterschiede, die auftreten, beruhen wohl auf dem wechselnden Kalkgehalt.

Wie ja gerade dieser wechselnde Kalkgehalt auch einen großen Einfluß auf den Elastizitätswert ausübt. Je größer dieser Gehalt ist, desto höher liegen auch die E-Werte und ein um so größeres spezifisches Gewicht resultiert daraus.

Es handelt sich beispielsweise bei dem Mukronaten-Senon (518 bis 901 m, Tabelle S. 600) um einen feinsandigen, glaukonitischen, tonigen Mergelstein mit dem E-Wert = 1,74 und der Dichte φ = 2,64. An der Basis des Mukronaten-Senons liegt mehr kalkiger Mergelstein mit E = 3,26 und φ = 2,65. Die Werte steigen dann sogar bis E = 4,14 und φ = 2,67. Hierauf wird der Mergelstein wieder toniger und die E- und φ-Werte sinken auf E = 2,69 und φ = 2,62. Diesen Zusammenhang kann man durch die Versuchsreihen weiter verfolgen. So hat das Unter-Turon (2276,8—2281,5 m) mit E = 3,66 gegenüber dem unteren Mittel-Turon (2229,4—2256,9 m) E = 6,11 und auch dem Ober-Cenoman E = 5,47 einen sehr niedrigen Wert, was wohl ebenfalls auf den vermehrten Tongehalt zurückzuführen ist.

Der eben genannte Einfluß tritt auch recht deutlich bei den drei angegebenen E-Werten bei der Teufe 1917—2004 m hervor. Dort, wo die kalkigeren Lagen anzutreffen sind, liegt der E-Wert bei 4,58 bzw. 4,95 und da, wo die mehr tonigen überwiegen, beträgt E = 2,97. Hier prägt sich dieser Wechsel auch wieder beim spezifischen Gewicht aus.

Daß all das keine Zufallswerte sind, ist schon durch die große Anzahl der untersuchten Gesteinsproben bewiesen.

Leider war es vorerst nicht möglich, Material in größerem Umfang zu Vergleichen heranzuziehen. Auch konnte von den aufgeführten Vergleichsprobekörpern meist nur bei jeder Teufe ein Prisma untersucht werden. Und doch soll der Versuch gemacht werden, an Hand dieser Probekörper nachzuweisen, daß der elastische Widerstand mit wachsendem Hangenddruck größer wird.

Die Gegenüberstellung:

Mukronaten-Senon (Birkenstein I)	464,7 m	E = 1,23 cgs. 10^{11}
Mukronaten-Senon (Sülze II)	518 — 901,0 m	E = 1,74 cgs. 10^{11}
Mukronaten-Senon (Leversen I)	1208,0 m	E = 1,80 cgs. 10^{11}
Unter-Senon (E 68)	1295,0 m	E = 3,15 cgs. 10^{11}
Granulaten-Senon (Sülze II)	1665 — 1813,0 m	E = 3,00 cgs. 10^{11}
Ober-Emscher (Freienwalde)	360,0 m	E = 1,23 cgs. 10^{11}
Ober-Emscher (Sülze II)	1863,0 m	E = 3,04 cgs. 10^{11}
Cenoman (Fröhlich 1)	1467,0 m	E = 2,9 cgs. 10^{11}
Ober-Cenoman (Sülze II)	2300,0 m	E = 5,47 cgs. 10^{11}

Aus dieser Aufstellung geht hervor, daß man, wenn die Beschaffenheit der Proben eine ähnliche ist, bei solchen Gesteinen aus nahezu derselben Teufe (Unter-Senon und Granulaten-Senon) eine ganz gute Übereinstimmung in den E-Werten erzielen kann.

Aus den drei anderen Gegenüberstellungen kann man schließen, daß eben die elastische Widerstandsfähigkeit bei wachsendem Hangenddruck größer wird.

Dieses Moment und den großen Kalkgehalt wird man zur Erklärung der sehr hohen Elastizitätswerte des Turons heranziehen können. —

Über den Einfluß der Schichtung auf die Untersuchungsergebnisse läßt sich schwer etwas sagen. Die Bearbeitung der Kerne wurde in der Annahme vorgenommen, daß die Lagerung söhlig ist.[1]) Danach sind auch die Untersuchungen an den Probekörpern vorgenommen und es ist zwischen p und s (s. Tabellen) unterschieden worden. Ein Drittel sämtlicher Probekörper zeigte in allen Druckstufen annähernd die gleichen E-Werte.

In folgenden 11 Teufen bestand zwischen p und s Werten kein Unterschied:

1563,0 m	2305,0 m
1873,4 m	2308,0 m
2148,0 m	2317,5 m
2235,5 m	2663,6 m
2253,7 m	2666,0 m
2255,6 m	

Von diesen waren 6 als ungeschichtet und 5 mit horizontaler Lagerung bezeichnet.

Das Fallen oder Steigen des Wertes für den E-Modul bei wachsenden Spannungen in ein System zu bringen, ist nicht möglich gewesen, da beide Fälle sowohl bei parallelem als auch bei senkrechtem Druck zur Schichtung vorkamen.

Bei vielen Versuchskörpern konnte auch eine Abhängigkeit des E-Modul von den bei diesen Versuchen gewählten Druckstufen nicht beobachtet werden, der E-Wert blieb verhältnismäßig konstant.

---

1) Im Schichtenverzeichnis der D.P.A.G. sind drei Lagerungsverhältnisse angegeben: horizontale Lagerung, Einfallen mit 3^0, ungeschichtet.

In dem Diagramm Nr. 2 sind die aus den Meßreihen errechneten Elastizitätsgrade bei 100 und 200 kg/cm² Spannung aufgetragen. Aus dem beinahe identischen Verlauf der beiden Kurven läßt sich leicht ablesen, daß die untersuchten Probekörper einen hohen Grad der Elastizität besitzen und daß man hier ohne Bedenken auch zwischen diesen Werten mitteln kann. So ist es auch möglich — ebenso wie bei den E-Werten — jedem untersuchten Versuchsprisma einen bestimmten, ihm eigenen Wert zu geben.

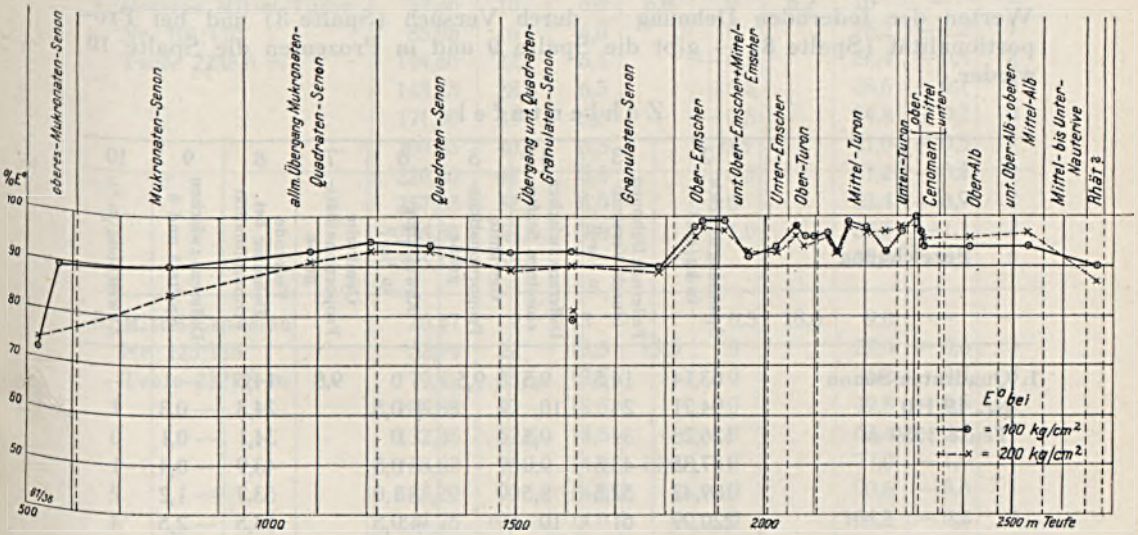


Abb. 2

Schließlich wäre noch zu erwähnen, daß für eine ganze Reihe von Versuchskörpern das Hooke'sche Proportionalitätsgesetz in guter Annäherung (W. Schmidt 1933) angewandt werden kann, da „innerhalb bestimmter Spannungsgrenzen" (v. Tetmayer 1904) Proportionalität besteht.

In der folgenden Zahlentafel sind fünf Beispiele aufgeführt. Das Gesetz verlangt, daß die Dehnungen (Spalte 3) den Spannungen (Spalte 2) proportional wachsen. Das würde bei dem ersten Beispiel, dem Quadraten-Senon aus 1359 m bedeuten, daß die Werte in der Spalte 3 jeweils um den gleichen Betrag zunehmen müßten. In der Spalte 4 stehen nun die durch den Versuch erhaltenen Differenzen zwischen zwei aufeinander folgende Werte. Häufig kehrt die Differenz „9.5" wieder. Nimmt man also an, daß diese — gewählte — Größe die Proportionalitätsgröße ist, dann soll die Spalte 6 die Abweichung von dieser zeigen. Etwas hoch erscheinen die Werte der fünften und siebenten Stufe mit 1.0 und 2.5; auch das Beispiel 3 weist einen Unterschied von 1.5 auf. Man wird für dieses Verhalten vielleicht zweierlei verantwortlich machen können. Einmal wird man das Abweichen von der Proportionalität auf die Inhomogenität des Materials zurückführen können und zum anderen muß man hier auch berücksichtigen, daß man bei der Untersuchung durch nicht ganz exakte Einstellung der Spannung und durch die Ablesung an der Skala des Martens-Hesse-Apparates einen Fehler von ~ 3% machen kann. Nun mag noch eine andere Darstellung angeführt werden. Es

ist nicht gesagt, daß der Betrag von „9.5" — beim ersten Beispiel — derjenige ist, der der Proportionalitätsgröße gleichkommt: er wird es nur annäherungsweise sein; denn man hat es ja nicht, wie schon gesagt, mit homogenem Material zu tun. Deshalb ist der Versuch unternommen worden, die Differenzen in Spalte 4 zu mitteln, da sie nicht stark voneinander abweichen und diesen Wert — beim Beispiel 1 = „9.8" (Spalte 7) — als die Proportionalitätsgröße anzusehen. Die Spalte 8 zeigt dann die Werte auf, die man bei Proportionalität erhalten müßte. Die Differenz zwischen den Werten der federnden Dehnung — durch Versuch (Spalte 3) und bei Proportionalität (Spalte 8) — gibt die Spalte 9 und in Prozenten die Spalte 10 wieder.

Zahlentafel

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Bezeichnung	Spannungsbereich in kg/cm²	Federnde Dehnung (durch Versuch) in 1/50 μ	Differenz zwischen einzelnen Stufen	Gewählte Proportionalitätsgröße	Abweichung in 1/50 μ	Gemittelte Proportionalitätsgröße	Federnde Dehnung bei Proportionalität	Differenz zwischen Spalte 3 und 8	Abweichung in %
1. Quadraten-Senon	63,14	14,5	9,5	9,5	0	9,8	14,5	—	—
Nr. 19/110	94,71	24	10		+ 0,5		24,3	— 0,3	1
Teufe 1359 m	126,28	34	9,5		0		34,1	— 0,1	0
	157,85	43,5	9,0		— 0,5		43,9	— 0,4	1
	189,42	52,5	8,5		— 1,0		53,7	— 1,2	2
	220,99	61	10		+ 0,5		63,5	— 2,5	4
	252,56	71	12		+ 2,5		73,3	— 2,3	3
	284,13	83	9,5		0		83,1	— 0,1	0
	315,70	92,5					92,9	— 0,4	0
2. Quadraten-Senon	61,68	12	8,0	8,0	0	8,0	12	—	—
Nr. 21/123	92,52	20	8,0		0		20	0	0
Teufe 1402 m	123,36	28	8,5		+ 0,5		28	0	0
	154,20	36,5	8,5		+ 0,5		36	+ 0,5	1
	185,04	45	8,0		0		44	+ 1,0	2
	215,88	53	8,5		+ 0,5		52	+ 1,0	2
	246,72	61,5	8,0		0		60	+ 1,5	2
	277,56	69,5	6,5		— 1,5		68	+ 1,5	2
	308,40	76					76	0	0
3. Quadraten-Senon	61,12	18	9,5	9,5	0	9,7	18	—	—
Nr. 24/67a	91,68	27,5	9,5		0		27,7	— 0,2	1
Teufe 1511 m	122,24	37	9,0		— 0,5		37,4	— 0,4	1
	152,80	46	11,0		+ 1,5		47,1	— 1,1	2
	183,36	57	9,0		— 0,5		56,8	+ 0,2	0
	213,92	66	10,0		+ 0,5		66,5	— 0,5	1
	244,48	76	10,0		+ 0,5		76,2	— 0,2	0
	275,04	86					85,9	— 0,1	0

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Bezeichnung	Spannungsbereich in kg/cm²	Federnde Dehnung (durch Versuch) in 1/50 μ	Differenz zwischen einzelnen Stufen	Gewählte Proportionalitätsgröße	Abweichung in 1/50 μ	Gemittelte Proportionalitätsgröße	Federnde Dehnung bei Proportionalität	Differenz zwischen Spalte 3 und 8	Abweichung in %
4. Unteres Mittel-Turon	57,30	10	6,0	6,0	0	6,2	10	—	—
Nr. 101/170	85,95	16	6,0		0		16,2	— 0,2	1
Teufe 2235,5 m	114,60	22	6,5		+ 0,5		22,4	— 0,4	2
	143,25	28,5	6,5		+ 0,5		28,6	— 0,1	0
	171,90	35	5,5		— 0,5		34,8	+ 0,2	0
	200,55	40,5	6,5		+ 0,5		41,0	— 0,5	1
	229,20	47	5,5		— 0,5		47,2	— 0,2	0
	257,85	52,5	6,0		0		53,4	— 0,9	2
	286,50	58,5	7,0		+ 1,0		59,6	— 1,1	2
	315,15	65,5					65,8	— 0,3	0
5. Mittel-Cenoman	26,47	9	13		— 0,5	13,6	9,0	—	—
Nr. 123/115	52,94	22	13,5	13,5	0		22,6	— 0,6	3
Teufe 2321,8 m	79,41	35,5	13,5		0		36,2	— 0,7	3
	105,88	49	13,5		0		49,8	— 0,8	2
	132,35	62,5	13,5		0		63,4	— 0,9	1
	158,82	76	14,0	14,0	0		77,0	— 1,0	1
	185,29	90	14,0		0		90,6	— 0,6	1
	211,76	104	14,0		0		104,2	— 0,2	0
	238,23	118			0		117,8	— 0,2	0

Betrachtet man nun Spalte 10 des ersten Beispiels, so sieht man, daß das Abweichen von der Proportionalität bei den vier ersten Stufen ganz gering ist, dann bei der fünften 4% aufweist, daß aber bei der 7. und 8. Stufe wieder Proportionalität vorliegt. Ähnlich ist es bei den anderen Beispielen, auch dort werden die gesuchten Größen wieder „eingeholt". Erklären kann man es sich vielleicht dadurch, daß sich bei höheren Druckstufen dieses Abweichen, das wohl auf Inhomogenitäten im Material zurückzuführen ist, nicht geltend macht.

Schließlich wäre noch auf das Beispiel 5 hinzuweisen, wo man an den Werten der Spalte 4 deutlich zwei Proportionalitätsgrößen unterscheiden kann. Von 50—150 kg/cm² hat diese Größe den Wert 13.5 und von 150 bis 240 kg/cm² beträgt sie 14. Das wäre ein Beispiel dafür, daß Proportionalität „innerhalb bestimmter Spannungsgrenzen" besteht.

Das vorstehende mag erkennen lassen, daß es möglich ist, wenn ein Gestein einen hohen Elastizitätsgrad besitzt, Proportionalität in gewisser Annäherung nachzuweisen.

VII. Seismische Refraktionsmessungen im Gebiet der untersuchten Proben

Hierzu liegt ein Bericht der Seismos G. m. b. H., Hannover, vom Februar 1933 vor, der die seismischen Untersuchungen vom 17. November 1932 bis 5. Januar 1933 behandelt und dem ich die nachfolgenden Angaben entnehme.

Als Aufgabe stand, das Verhalten der Schichten in der Umgebung und an den Flanken des schon aus früheren Untersuchungen bekannten Salzstockes von Sülze zu ermitteln.

In vorliegender Arbeit interessieren uns die Beobachtungen der Schußpunkte II, V und XV, die sich auf die Linien 32, 46, 23 und 25 verteilen. Die Verteilung geht aus dem Linienplan (Abb. 3) hervor, aus dem auch die Lage der R. B. 32 zu diesen Beobachtungslinien ersichtlich ist. Die Umrandung des Salzstockes, die in den Zeichnungen angedeutet ist, stand nach den vorangegangenen Untersuchungen, die aus dem Frühjahr 1932 stammen, bereits fest.

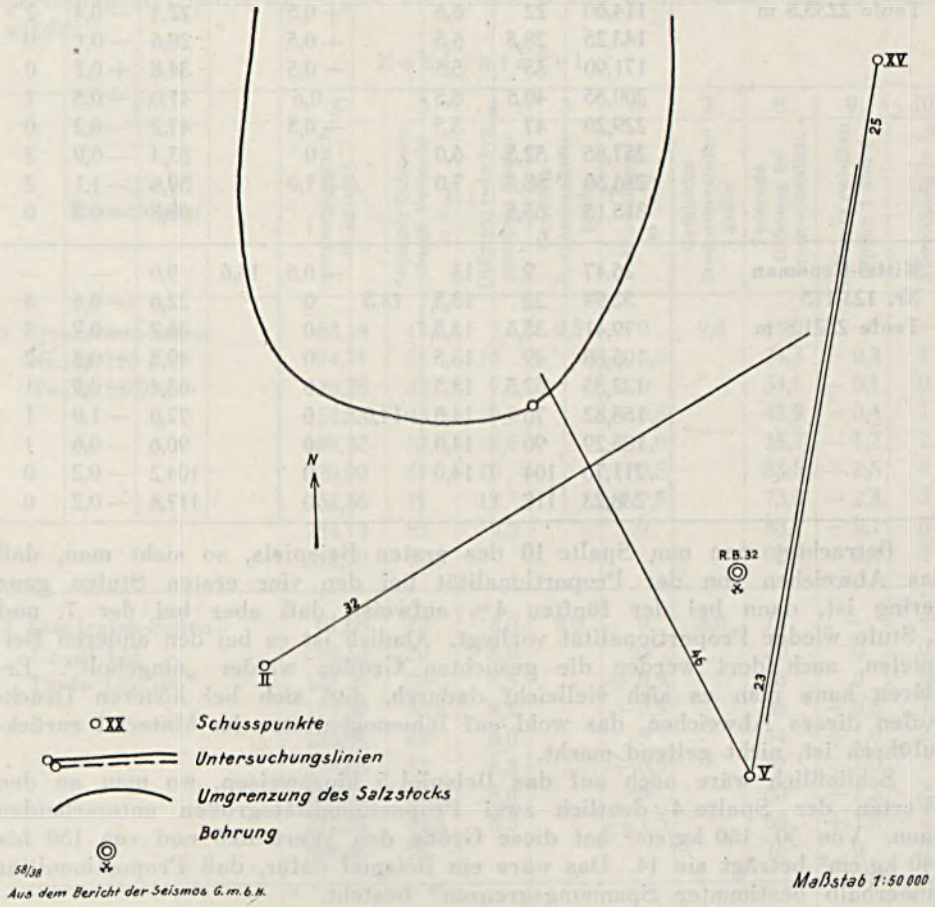


Abb. 3

In den untersuchten Linien, die oben angeführt sind, wurde eine Reihe von Schichten seismisch festgestellt. Sie sind wie folgt charakterisiert:

1. 1600—1800 m/sec Quartär und ein Teil des Tertiärs,
2. 2000—2300 m/sec älteres Tertiär,
3. 3000—3100 m/sec obere Kreide,
4. 4000—4300 m/sec.

Die Schicht mit ~ 3000 m/sec Wellengeschwindigkeit ließ sich ihrer stratigraphischen Stellung nach genau festlegen, da die Berechnungen der Linien 23 und 25, welche vom Schlußpunkt V bzw. XV aus untersucht wurden, für die obere Kante dieser Schicht eine Tiefe von 480—550 m ergaben und man bei einer älteren Bohrung Eversen die Schichten der Oberen Kreide in 525 m Teufe hier angetroffen hatte.

In den Abbildungen 4 und 5 sind mit Hilfe von Tiefenzahlen die Grenzflächen zwischen der 2. und 3., der 3. und 4. Schicht dargestellt. Von einer Darstellung der Grenzflächen zwischen den beiden obersten Schichten (1 und 2) wurde Abstand genommen, da für diese Arbeit Kernmaterial aus diesen Schichten nicht vorlag.

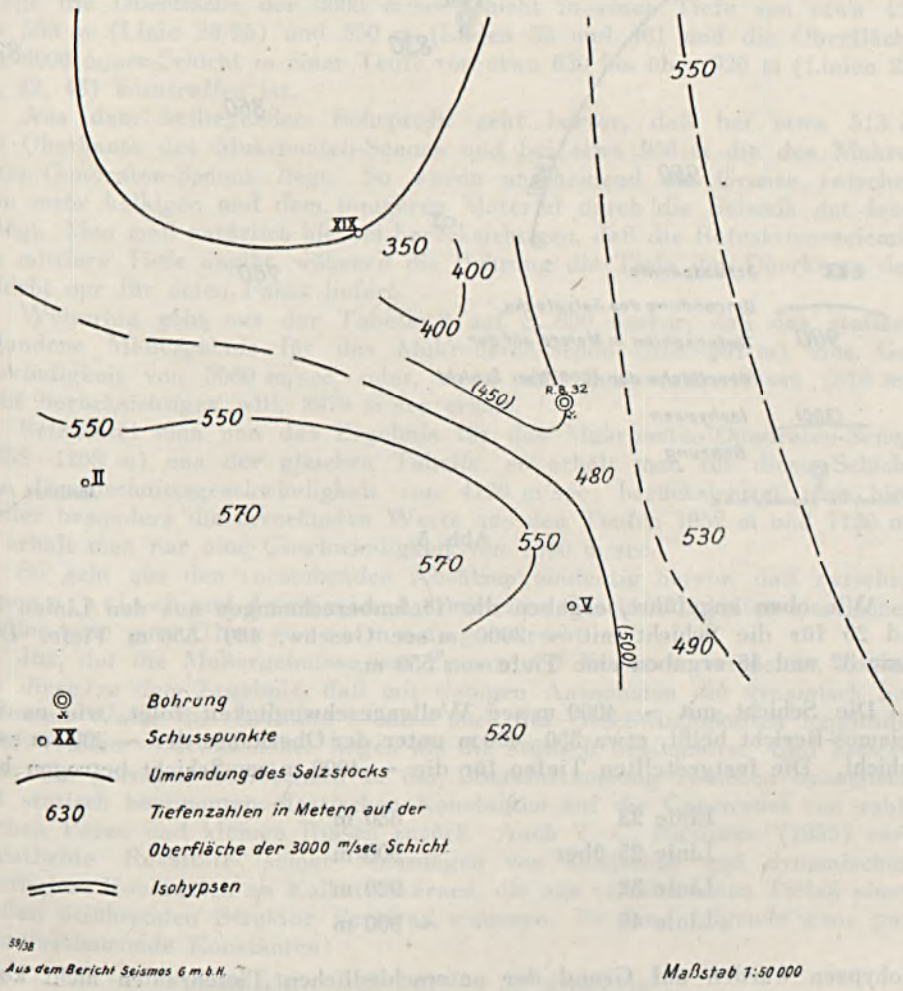


Abb. 4

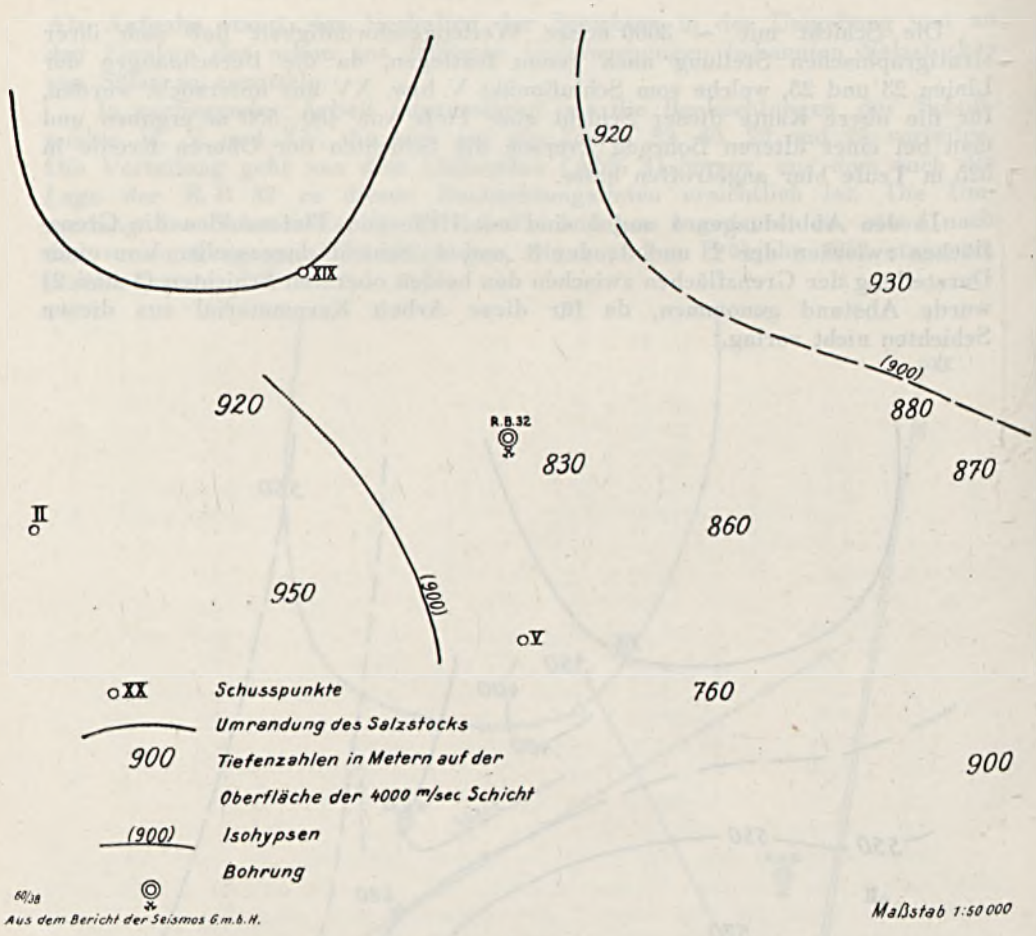


Abb. 5

Wie oben angeführt, ergaben die Tiefenberechnungen aus den Linien 23 und 25 für die Schicht mit ~ 3000 m/sec Geschw. 480—550 m Tiefe. Die Linie 32 und 46 ergaben eine Tiefe von 550 m.

Die Schicht mit ~ 4000 m/sec Wellengeschwindigkeit folgt, wie es im Seismos-Bericht heißt, etwa 350—400 m unter der Oberkante der ~ 3000 m/sec-Schicht. Die festgestellten Tiefen für die ~ 4000 m/sec-Schicht betragen bei

Linie 23	330 m
Linie 25 über	900 m
Linie 32	920 m
Linie 46	~ 900 m

Isohypsen wurden auf Grund der unterschiedlichen Tiefenzahlen nicht konstruiert.

VIII. Ein Vergleich der statisch und dynamisch bestimmten Geschwindigkeiten longitudinaler Wellen

Statische Untersuchungen im Laboratorium an Gesteinen sind verschiedentlich vorgenommen worden, so von Nagaoka 1900, Kusakabe 1904, Adams & Coker 1906 und neuerdings von Zisman 1933, Breyer 1929 und Stöcke 1934. Jedoch nur selten wurde eine vergleichende Betrachtung der auf diese Art gefundenen Werte mit den dynamisch bestimmten angestellt. Die unter anderem in dieser Hinsicht veröffentlichten Versuche, die einen Vergleich von statischen und dynamischen Messungen vorgenommen haben, stammen von Nagaoka 1900, Kusakabe 1904 und wieder neuer von Zisman 1933 und Jde 1935. Nun soll auch in dieser Arbeit ein Vergleich der statisch und dynamisch bestimmten Geschwindigkeiten elastischer Wellen vorgenommen werden.

Aus dem vorangehenden Abschnitt VII geht hervor, daß auf dynamischem Wege die Oberfläche der 3000 m/sec-Schicht in einer Tiefe von etwa 480 bis 550 m (Linie 23/25) und 550 m (Linien 32 und 46) und die Oberfläche der 4000 m/sec-Schicht in einer Teufe von etwa 830 bis über 920 m (Linien 23, 25, 32, 46) anzutreffen ist.

Aus dem beiliegenden Bohrprofil geht hervor, daß bei etwa 513 m die Oberkante des Mukronaten-Senons und bei etwa 950 m die des Mukronaten/Quadraten-Senons liegt. So wurde anscheinend die Grenze zwischen dem mehr kalkigen und dem tonigeren Material durch die Seismik gut festgelegt. Man muß natürlich hierbei berücksichtigen, daß die Refraktionsseismik die mittlere Tiefe angibt, während die Bohrung die Tiefe der Oberkante der Schicht nur für einen Punkt liefert.

Weiterhin geht aus der Tabelle 2 auf S. 600 hervor, daß das statisch gefundene Meßergebnis für das Mukronaten-Senon (518—901 m) eine Geschwindigkeit von 3060 m/sec, oder, wenn man den ersten Wert (518 m) nicht berücksichtigen will, 2970 m/sec erhält.

Betrachtet man nun das Ergebnis für das Mukronaten/Quadraten-Senon (1052—1208 m) aus der gleichen Tabelle, so erhält man für diese Schicht eine Durchschnittsgeschwindigkeit von 4120 m/sec; berücksichtigt man hier wieder besonders die errechneten Werte aus den Teufen 1052 m und 1120 m, so erhält man nur eine Geschwindigkeit von 4040 m/sec.

So geht aus den vorstehenden Absätzen eindeutig hervor, daß zwischen diesen s t a t i s c h und d y n a m i s c h ermittelten Geschwindigkeiten elastischer Wellen eine gute Ü b e r e i n s t i m m u n g herrscht.

Jde, der die Meßergebnisse von Zisman und Kusakabe vergleicht, kommt wie diese zu dem Ergebnis, daß mit wenigen Ausnahmen die dynamisch bestimmten Werte des E-Modul — also auch der Geschwindigkeiten longitudinaler Wellen — etwas höher liegen als die statisch bestimmten. Und Zisman führt die geringen Differenzen in der Übereinstimmung zwischen dynamisch und statisch bestimmten elastischen Konstanten auf die Gegenwart von zahlreichen Poren und kleinen Rissen zurück. Auch T. C. Richards (1933) veröffentlichte Resultate seiner Messungen von statischen und dynamischen elastischen Konstanten an Kalksteinkernen, die aus verschiedenen Tiefen einer großen ölführenden Struktur Persiens stammen. Er fand folgende ganz gut übereinstimmende Konstanten:

statisch: $E \cdot 10^{11} = 5{,}7$ dynes/cm^2
seismisch: $E \cdot 10^{11} = 5{,}5$ dynes/cm^2

Er kommt zu dem Schluß, daß man die im Laboratorium bestimmten elastischen Konstanten, die dem auf dem Gestein ruhenden Druck entsprächen, zu einem derartigen Vergleich heranziehen sollte.

Auch dieser Versuch ist gemacht worden. Folgende Werte ergeben sich für die E-Module, aus deren gemitteltem Wert die zugehörige Geschwindigkeit nach bekannter Formel errechnet wurde:

Teufe m	entspr. Druck kg	E cgs. 10^{11}	E_M cgs. 10^{11}	v m/sec
518	135	2,70		
603	155	0,85		
702	181	1,46		
805	212	1,34	1,68	3060
849	215	1,97		
901	239	1,76		
1052	264	2,95		
1120	294	2,85	3,17	4070
1208	316	3,70		

Aus der Tabelle ist die gute Übereinstimmung mit den vorher gefundenen Geschwindigkeiten ersichtlich.[2]) Eine Gegenüberstellung der Werte ergibt folgendes Bild:

dynamisch m/sec	1. statisch (aus E) m/sec	2. statisch (aus E_M) m/sec
3000—3100	3060	3060
4000—4300	4120	4070

Es handelt sich allerdings hier um ein verhältnismäßig festes Gestein, von dem Zisman auch annimmt, daß hier am ehesten eine wirklich gute Übereinstimmung zu erzielen ist. Nun, weitere Versuche in dieser Hinsicht sind in Vorbereitung.

Es ist nur bedauerlich, daß aus den angeführten Arbeiten nicht hervorgeht, wie das Material meßtechnisch bearbeitet worden ist. Denn — wie bereits angeführt — ist es außerordentlich wichtig, die drei Faktoren: Zeit, Versuchsgeschwindigkeit und Temperatur zu kennen.

Da die vorliegenden Versuche bei sehr kurzer Belastungsdauer (unter einer Minute) gemacht worden sind, so wird die Verformung eine kleinere sein; was bedeutet, daß der E-Modul etwas größer und die berechnete Geschwindigkeit auch entsprechend größer ausfällt. Interessant ist, daß so ein guter Vergleich zwischen dynamischer und statischer Methode möglich ist.

Zum Schluß dieses Abschnittes möchte ich noch erwähnen, daß von den Vergleichsproben nur ein Kern für den statischen und dynamischen Vergleich der Geschwindigkeit longitudinaler Wellen herangezogen werden konnte.

Bei dem Mukronaten-Senon der Bohrung Birkenstein 1 wurde statisch eine Geschwindigkeit von 2560 m/sec und dynamisch eine von 2800 bis 3000 m/sec bestimmt. Dies würde die Auffassung der angeführten amerika-

2) Man könnte vielleicht einen etwas geringeren Hangenddruck annehmen, doch würde das am Resultat nicht viel ändern.

nischen Autoren bestätigen, daß der statisch bestimmte Wert etwas niedriger ausfällt. Leider lag hier zu wenig Probematerial vor, so daß eine weitere Untersuchung nicht angesetzt werden konnte.

IX. Zusammenfassung

Die Aufgabe der in dieser Arbeit beschriebenen Untersuchungen war:

1. Es sollte einmal durch eine große Anzahl von Untersuchungen aus einer Bohrung ein vollständiges Bild über das elastische Verhalten, die Geschwindigkeit elastischer longitudinaler Wellen, das Raumgewicht, das spezifische Gewicht und das Porenvolumen von Gesteinsserien aus der Ober-Kreide geschaffen werden.
2. Ein Vergleich sollte gebracht werden über die statisch und dynamisch bestimmten Geschwindigkeiten longitudinaler Wellen.
3. Sollte der Versuch gemacht werden, durch Vergleichsproben nachzuweisen, daß der elastische Widerstand mit wachsendem Hangenddruck größer wird.

Als Ergebnis ist festgestellt worden:

1. Die oben erwähnten Eigenschaften konnten an über 160 Versuchskörpern, die aus Kernproben der Bohrung Sülze II der Deutschen Petroleum A.-G. Wietze geschnitten wurden, geprüft werden. Die sechs Vergleichsproben stammen aus sechs norddeutschen Bohrungen.
2. Die im Schaubild dargestellten Kurven des E-Modul und der Geschwindigkeit longitudinaler Wellen zeigen Parallelität.
3. Vom Ober-Emscher ab werden die einzelnen Sedimentationszyklen durch die Porositätskurve wiedergegeben.
4. Vorherrschender Kalkgehalt eines Gesteins erhöht den E-Wert und das spezifische Gewicht.
5. Eine stufenmäßige Gegenüberstellung der Vergleichsproben mit denen der Bohrung Sülze II bestätigt, daß mit wachsendem Hangenddruck der elastische Widerstand größer wird.
6. Für eine ganze Reihe der untersuchten Gesteinsprismen trifft in guter Annäherung das Hooke'sche Proportionalitätsgesetz zu.
7. Es hat sich in diesem Falle eine gute Übereinstimmung der statisch und dynamisch bestimmten Geschwindigkeiten longitudinaler Wellen ergeben.

X. Schriften

1. Adams & Coker: On the investigation into the elastic constants of rocks. — Washington Carnegie Inst. Nr. 46. 1906.
2. Adams & Williamson: Out the compressibility of minerals an rocks at high pressures. — Franklin Inst. Vol. 195. 1923.
3. Ambronn, R.: Methoden der angewandten Geophysik. — Leipzig 1926.
4. Bach, C.: Elastizität und Festigkeit. — 3. Aufl. J. Springer, Berlin 1920.
5. Bauschinger: Festigkeit verschiedener Bausteine. — Mitt. mechan.-techn. Labor polytechn. Hochschule München, 4. Heft, Mitt. V. 1874.
6. — : Experimentelle Untersuchungen über die Gesetze der Druckfestigkeit. — Mitt. mechan.-techn. Labor polytechn. Hochschule München, H. 6. 1876.

7. Bauschinger: Untersuchung über Elastizität und Festigkeit der nat. Bausteine Bayerns. — Mitt. mechan.-techn. Labor polytechn. Hochschule München, 10. H., Mitt. V. 1884.

8. Breyer, J.: Über die Elastizität von Gesteinen. — Beitr. phys. Erforsch. Erdrinde, H. 1. Berlin 1929.

9. — : Gesteinsgefüge und Elastizität. — Zbl. Min., A, Nr. 11. 1928.

10. Buchartz & Saenger: Der Einfluß der Probengröße und -form auf die Ergebnisse der Prüfung von Naturgesteinen auf Druckfestigkeit. — Straßenbau, **22**, H. 16—17. 1931.

11. Busemann, A. & Föppl, O.: Physikalische Grundlagen der Elastomechanik. — Handbuch Phys. (Geiger & Scheel), **6**. J. Springer, Berlin 1928.

12. Fromm, H.: Grenzen des elastischen Verhaltens beanspruchter Stoffe und Nachwirkung und Hysteresis. — Phys. u. techn. Mechanik (Auerbach), **6**, I. Hälfte. Barth, Leipzig 1931.

13. Gehler: Die Würfelfestigkeit und die Säulenfestigkeit als Grundlage der Betonprüfung und die Sicherheit von Beton- und Eisenbetonbauten. — Bauingenieur, Nr. 2, S. 21 ff. 1928.

14. Graf: Versuche über Druckelastizität. — Beton u. Eisen, **25.** 1926.

15. Haalck, H.: Lehrbuch der angewandten Geophysik. — Borntraeger, Berlin 1934.

16. Hess, H.: E-Modul trockener und feuchter Gesteine. — Zbl. Min., S. 472 ff. 1912.

17. Hinrichsen, Memmler: Das Materialprüfungswesen. — 2. Aufl. Encke, Stuttgart 1924.

18. Ide: Comparison of statically and dynamically determined Joung's Modulus of rocks. — Proc. Nat. Acad. Sci. USA., **22**, Nr. 2. 1936.

19. — : An experimental study of the elastic properties of rocks; Geophysics. — Soc. Petrol. Geophysicists, **1**, Nr. 3. Oktober 1936.

20. Joffé, A.: Deformation und Festigkeit der Kristalle. — Z. Physik, **22**. 1924.

21. v. Karman: Festigkeitsversuche unter allseitigem Druck. — ZVDI, 1911. VDI-Forsch., Nr. 118. 1912.

22. Kick, Fr.: Gesetz der proport. Widerstände. — ZVDI, **36**, S. 919. 1892.

23. König, H.: Über elastische Nachwirkung bei verschiedenen Temperaturen. — Phys. Z., **22**, S. 797. 1925.

24. Kuntze, W.: Kohäsionsfestigkeit. — Mitt. deutsch. Materialprüfungsanst., Sonderh. XX. J. Springer, Berlin 1932.

25. Kusakabe: Kinetic measurements of the modulus of elasticity for 158 sp. of rocks. — J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, **20**, Art. 10. 1904—1905.

26. Love: Lehrbuch der Elastizität. — Deutsch von Timpe. Leipzig u. Berlin 1907.

27. Ludwik, P.: Begriffliche und prüfmethodische Beziehung zwischen Elastizität und Plastizität. — Erste Mitt. Neuen Int. Verb. Materialprüf., Gruppe D. NIVM., Zürich 1930.

28. Martens: Über den Einfluß der Körperform auf die Ergebnisse der Druckversuche. — Mitt. Mat.-Prüf.-Amtes 1896, Nr. 3. Materialienkunde, S. 101ff. Springer, Berlin 1898.

29. Mohr, A.: Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den Bruch des Materials. — Z. VDI., **34.** 1900.

30. Nagaoka: Publ's Earthquake Investigation Commitee, Nr. 4, 47, Tokyo. — Reprinted in Phil. Mag., 50, 53. 1900.

31. Prandtl & Rinne: Referat über durchgeführte vergleichende Untersuchungen über die Methoden zur Bestimmung der Druckfestigkeit von Gesteinen. — N. Jb. Min., I, S. 45. 1907.

32. Reich, H.: Angewandte Geophysik für Bergleute und Geologen. — T. 1. Akad. Verlagsges., Leipzig 1933.

33. — : Eigenschaften der Gesteine. — Handbuch Geophys., **6,** S. 1—83. Berlin 1931.

34. — : Über Gesteinselastizität. — Z. deutsch. geol. Ges., **79.** 1927.

35. — : Über die elastischen Eigenschaften von Gesteinen und damit zusammenhängende geologische Fragen. — Gerlands Beitr. Geophys., **17,** H. 1. 1927.

36. Richards, T. C.: On the elastic constants of rocks, with a seismic application. Proc. phys. Sci. London 1933.

37. Rinne: Plastische Umformung von Steinsalz und Sylvin unter allseitigem Druck. — N. Jb. Min., S. 114. 1904.

38. Saenger & Stöcke: Beitrag zur Druckelastizität von nat. Gesteinen. — Straßenbau, S. 311—327. 1931.

39. Schlyter: Materialprüfungen für Straßenbauzwecke. — Tonind.-Ztg., Nr. 55—56. 1928.

40. Schmidt, W.: Tektonik und Verformungslehre. — Borntraeger, Berlin 1933.

41. Stöcke, Herrmann, Udluft: Gebirgsdruck und Plattenstatik. — Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen Preußen, **82.** 1934; u. Beitr. angew. Geophys., **5,** H. 4. 1936.

42. Stöcke, Borchert: Fließgrenzen von Salzgesteinen und Salztektonik. — Kali, **30,** H. 19—21. 1936.

43. v. Tetmeyer: Angewandte Elastizitäts- und Festigkeitslehre. — 2. Aufl. Leipzig 1904.

44. Wöhlbier, H.: Untersuchungen an Gesteinen der Zechsteinformation zur Klärung von Gebirgs-Druckfragen. — Kali, **25,** H. 11—17. 1931.

45. Wyss, Th.: Die Kraftfelder in festen elastischen Körpern. — J. Springer, Berlin 1926.

46. Zisman, W. A.: Compressibility and isotropy of rocks at and near the earth's surface. — Proc. Nat. Acad. Sci. USA., **19.** 1933.

47. — : Joung's Modulus and Poisson's Ratio with references to geophysical application. — Proc. Nat. Acad. Sci. USA., **19.** 1933.

48. — : Comparison of the statistically and seismologically determined Elastic constants of rocks. — Proc. Nat. Acad. Sci. USA., **19.** 1933.

Urschrift eingegangen am 2. Februar 1938

Druckauftrag erteilt am 18. Mai 1938

Eine Taunusquarzitfauna bei Hoxel
(Bl. Morscheid, Hunsrück)

Von Fritz Kutscher, Berlin

Hierzu 2 Abbildungen

Inhalt

Seite

Einleitung 622
1. Lage des Fundpunktes, Gestein 622
2. Faunenliste 623
3. Altersstellung der Fauna 624
4. Tektonische Folgerungen 625
5. Bemerkungen und Literaturangaben über einzelne vorkommende Arten 625
6. Zusammenfassung 629
7. Schriften 629

Einleitung

Am Nordhang der Taunusquarzitsättel des Hunsrücks sind bisher nur wenige Fossilfundpunkte bekannt geworden. Die Vermehrung der Fossilfunde ist hier sehr erwünscht, um auf Grund der dadurch gewonnenen stratigraphischen Erkenntnisse Rückschlüsse auf das Ausmaß der tektonischen Störungen, die hier vor sich gegangen sind, zu gewinnen.

Bei Hoxel beobachtete ich vor Jahren ein Fossilvorkommen im Taunusquarzit, worauf mich später auch Herr Dr. Nöring nochmals freundlichst aufmerksam machte. Eine kleine Fauna konnte ich im Sommer 1937 dort aufsammeln; sie soll im folgenden bekannt gemacht werden.

1. Lage des Fundpunktes, Gestein

Die gesammelten Fossilien entstammen einer fossilführenden Gesteinsbank, die anstehend noch in dem verlassenen Steinbruch beim Forsthaus südöstlich von Hoxel beobachtet werden kann. Dieselbe besteht aus grauem Quarzit, der hier mit zum Teil sandig-schiefrigen und reinen Tonschieferbänken wechsellagert. Gelegentlich treten auch in der fossilführenden Quarzitbank Tonschiefergallen oder dünne Tonschieferbelege auf. Die genaue Lage

des Fundpunktes und die geologischen Verhältnisse gehen aus dem beigefügten Ausschnitt des Blattes Morscheid 1:25 000 hervor.

Es handelt sich also hier nicht um ein Fossilvorkommen in den hellen Quarziten, die neuerdings öfter als Kammquarzite bezeichnet werden, sondern in der wechsellagernden Zone von grauen Quarziten, sandigen Schiefern und reinen Tonschiefern, die Leppla früher zum oberen Taunusquarzit zusammenfaßte.

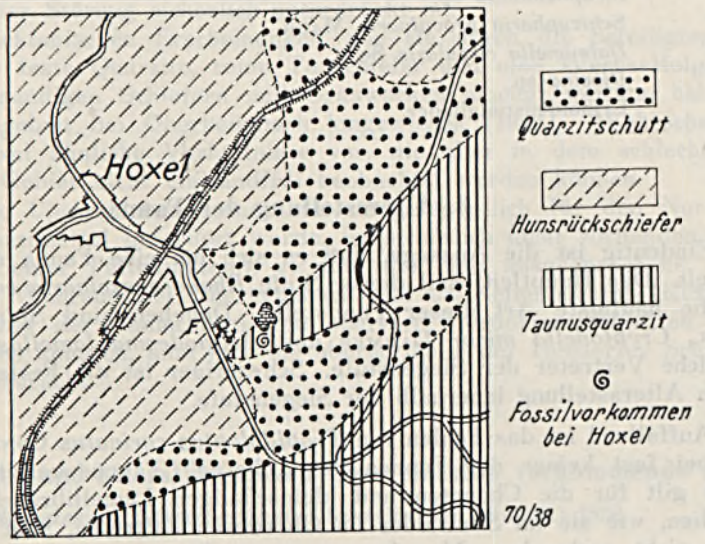


Abb. 1. Ausschnitt aus dem Blatt Morscheid 1:25 000 mit dem Fossilvorkommen bei dem Forsthaus Hoxel

2. Faunenliste

Die Erhaltung der Fossilien ist sehr schlecht. Die im frischen Quarzit auftretenden tierischen Reste zerspringen beim Aufschlagen sehr unregelmäßig. Andererseits stellen die bereits verwitterten, fossilführenden Gesteinsstücke nur mürbe Sandsteine dar, bei denen die näheren Einzelheiten der organischen Reste schon verwischt sind. Namentlich konnte so eine Reihe von Lamellibranchiaten, insbesondere Aviculiden, nicht bestimmt werden. Vielleicht läßt sich späterhin durch Freilegen der fossilführenden Bank günstiger erhaltenes Material und eine reichere Fauna gewinnen.

Folgende tierische Reste konnten von mir bestimmt werden:

Vereinzelte Fischreste
Homalonotus sp.
unbestimmbare Gastropodenreste
Actinodesma (Asselberghsia) lamellosum Goldf.
Pterinea paillettei de Vern.

Modiomorpha sp.
Goniophora eifeliensis Kayser
Goniophora sp.
Spirifer primaevus Stein.
Spirifer prohystericus Maur.
Spirifer hystericus Schloth.
Cryptonella minor Dahmer
Rhenorensselaeria crassicosta Koch
Stropheodonta sp.
Schizophoria provulvaria Maur.
Dalmanella circularis Sow.
Discina sp.
Crinoidenstielglieder.

3. Altersstellung der Fauna

Eindeutig ist die Aussage, daß es sich um eine Fauna der Siegenstufe handelt. Das Hauptleitfossil dieser Stufe *Rhenorensselaeria crassicosta* Koch ist die häufigste Art dieser Fundstelle. Daneben sind *Spirifer primaevus* Stein., *Cryptonella minor* Dahmer und *Actinodesma lamellosum* Goldf. untrügliche Vertreter der Siegenstufe. Schwieriger ist die Feststellung der genauen Altersstellung innerhalb der Siegenstufe.

Auffallend ist das Fehlen von *Tropidoleptus carinatus* Conrad, eine Form, die bei fast keiner der Faunen des „oberen" Taunusquarzites fehlt. Dasselbe gilt für die Choneten und kleinschaligen Lamellibranchiaten. Zonenfossilien, wie sie im Silur oder im Oberdevon auftreten, sind in der Siegenstufe nicht vorhanden. Man kann nur mit Faunengemeinschaften operieren, wobei natürlich einzelne Arten nach den bisherigen Erfahrungen eine gewisse Horizontbeständigkeit besitzen.

Der Vergleich der Fauna von Hoxel mit derjenigen des Tonschieferhorizontes entfällt, da letzterer eine sehr arme Fauna aufweist. Außerdem ist der äquivalente Horizont im Taunusquarzit bisher noch nicht nachgewiesen. Weiterhin fehlen die typischen Formen der Seifener Schichten, wie sie Dahmer (1934) näher umrissen hat. Nicht vorhanden sind auch die wesentlichen Faunenelemente der übrigen Rauhflaserschichten, wobei allerdings zu beachten ist, daß fast alle Arten von Hoxel schon in dem Rauhflaserhorizont des Verbreitungsgebietes der Siegener Schichten vorkommen. Übrig bleibt noch ein Vergleich mit der Fauna der Herdorfer Schichten. Hier können wir die obere Abteilung sicher ausschalten. Wie ich 1936 zeigen konnte, kommt dieselbe an verschiedenen Stellen des Hunsrücks vor, und diese charakteristische Faunengemeinschaft fehlt hier vollkommen. Auf der anderen Seite spricht für ein junges Alter der Fauna von Hoxel das Auftreten von *Goniophora eifeliensis* Kayser, eine Form, die in den Unterkoblenzschichten verbreitet ist, bisher aber erst einmal in den Herdorfer Schichten gefunden wurde. Berücksichtigt man dazu weiterhin die Lage des Fundpunktes in dem „oberen" Taunusquarzit Leppla's, so bleibt die Schlußfolgerung, daß die Fauna von Hoxel der unteren Abteilung der Herdorfer Schichten zuzuweisen ist, als vorläufig sicherste Diagnose übrig.

4. Tektonische Folgerungen

Ein Blick auf den beigefügten Ausschnitt aus der geologischen Karte lehrt (Abb. 1), daß die ungefähr söhlig lagernden, fossilführenden Schichten unmittelbar neben dem Hunsrückschiefer liegen. Es tritt eine streichende Störung auf, von der wir infolge mangelnder Aufschlüsse nicht wissen, ob sie einer Überschiebung des Taunusquarzites auf den Hunsrückschiefer gleichkommt, was sonst am Nordrand der Taunusquarzitsättel allgemein angenommen wird. Die aufgeführte Fauna zeigt, daß ein Teil des Taunusquarzites bei der Störung sicherlich unterdrückt ist.

Auf die tektonischen Erscheinungen, wie sie durch die beteiligten Gesteine, nämlich feste Quarzite, reine Tonschiefer und eine Wechselfolge von Tonschiefern, sandigen Schiefern und Grauwacken erzeugt werden, habe ich im Mittelrheingebiet bei Oberheimbach hingewiesen (1936). Wahrscheinlich liegen bei Hoxel ähnliche Verhältnisse vor, die aber in dem schlecht aufgeschlossenen Gebiet nicht einwandfrei beobachtet werden können.

Eine große Überschiebungszone, wie sie gelegentlich für den Nordrand der Taunusquarzitsättel gefordert wurde, ist sicherlich nicht vorhanden. Wir haben es mit einer Faltentektonik zu tun, die eine ausgesprochene Nordvergenz zeigt. Während bei Oberheimbach und im Kellenbachtal (Kutscher 1936) auf Grund der Fauna noch die obersten Herdorfer Schichten nachgewiesen werden konnten, sind hier die oberen Teile der Herdorfer Schichten tektonisch unterdrückt.

5. Bemerkungen und Literaturangaben über einzelne vorkommende Arten

Actinodesma (Asselberghsia) lamellosum (Goldf.) 1836

1933 *Actinodesma (A.) lamellosum,* Mauz, Unterkoblenz, S. 231, Abb. 25 a, b, dort ältere Literatur.

1936 *Actinodesma (A.) lamellosum,* Dahmer, Unkelmühle, S. 17, Taf. 4, Fig. 1, 2.

Es wurden einige Steinkerne dieser Art gefunden, von denen jedoch nur einer einen Abdruck zeigt. Nach Mauz haben sich sämtliche Funde aus den Siegener Schichten als zu *Actinodesma lamellosum* gehörig erwiesen. *A. annae,* die sich von der vorliegenden Art durch enger angeordnete Lamellen unterscheiden soll, tritt erst in den Unterkoblenzschichten auf. *A. lamellosum* ist eine sowohl in Deutschland als auch in den Ardennen weit verbreitete Form.

Pterinea paillettei de Vern. 1855

1904 *Pterinea paillettei,* Drevermann, Seifen, S. 237, Taf. 28, Fig. 3—14.

1913 *Pterinea paillettei,* Kegel, Katzenellenbogen, S. 54, Taf. 3, Fig. 6.

1932 *Pterinea paillettei,* Paeckelmann & Sieverts, Konstantinopel, S. 16.

Vorhanden ist der Steinkern und Abdruck einer linken Klappe. Die Größenverhältnisse, sowie die Angaben bezüglich des Vorderohres von Drevermann und Kegel stimmen gut mit dem vorliegenden Stück überein.

An verschiedenen Stellen der Literatur (Paeckelmann & Sieverts 1932) ist darauf hingewiesen worden, daß *Pt. paillettei* nur eine Varietät von *Pt. costata* ist.

Pt. paillettei ist im wesentlichen auf die Siegenstufe des Rheinischen Schiefergebirges beschränkt, kommt nach neueren Angaben aber auch in den Unterkoblenzschichten vor (Dahmer und Moehrke, 1935). Nachgewiesen ist sie fernerhin in der Koblenzstufe von Westfrankreich und Spanien, sowie am Bosporus.

Goniophora eifeliensis Kayser 1885

Abb. 2

1895 *Goniophora eifeliensis,* Kayser, Zweischaler, Taunusquarzit, S. 21.

1895 *Goniophora eifeliensis,* Beushausen, Lamell., S. 202, Taf. 17, Fig. 31 bis 33.

1935 *Goniophora eifeliensis,* Mauz, Oberstadtfeld, S. 64.

Es wurde der Steinkern einer linken Klappe mit dem dazugehörigen gut erhaltenen Abdruck aufgefunden. Die Größenverhältnisse entsprechen der von Beushausen, Taf. 17, Fig. 32, abgebildeten linken Klappe. Die kurze trapezförmige Art unterscheidet sich von den übrigen Gattungsgenossen des rheinischen Unterdevons durch die geringe Querausdehnung.

Mauz weist auf die Ähnlichkeit mit *G. cognata* Drev. hin. Die von ihm (1935, S. 66) angegebenen Unterscheidungsmerkmale sind, soweit die Erhaltung des Stückes die Merkmale zeigt, auch hier zu beobachten.

Verbreitung: Herdorfer Schichten bis Koblenzquarzit.



Abb. 2. *Goniophora eifeliensis* Kayser.
Wachsabguß der linken Klappe. — Taunusquarzit. — Forsthaus bei Hoxel. Blatt Morscheid, Hunsrück. — Geol. Landesmuseum, Berlin.

Spirifer primaevus Stein. 1853

1931 *Spirifer (Acrospirifer) primaevus,* Maillieux, Solières, S. 44, Taf. 2, Fig. 1—2 a.

1936 *Spirifer (Acrospirifer) primaevus,* Maillieux, Longlier, S. 98, Taf. 1, Fig. 5.

1936 *Spirifer primaevus,* Dahmer, Unkelmühle, S. 25, Taf. 6, Fig. 1, 2, Abb. 1.

Von dieser Art liegen mehrere Stücke vor, sie kann also als häufig bezeichnet werden. Eines der vorliegenden Stücke weist eine hohe Rippenzahl auf; im übrigen schließe ich mich den Darstellungen Dahmer's (1936) durchaus an.

Spirifer primaevus ist eine weitverbreitete Form, die in allen Faziesgebieten der Siegenstufe nachgewiesen werden konnte. Sie ist eine spezifische Leitform für die Siegenstufe.

Spirifer prohystericus Maurer 1886

1934 *Spirifer prohystericus,* Dahmer, Seifener Sch., S. 71, Taf. 8, Fig. 1, dort weitere Literatur.

1936 *Spirifer prohystericus,* Kutscher, Taunusquarzit, S. 204, 209, 215.

Während Drevermann (1904, S. 448) und Maillieux (1910, S. 346) bei dieser Art nur Wachstumserscheinungen von *Spirifer primaevus* sehen, greift Dahmer wieder die von Maurer aufgestellte Art auf, da die bisher geäußerten gegenteiligen Ansichten vorläufig nicht beweisbar sind.

Ein bei Hoxel gefundener *Spirifer* kann zu dieser Art gestellt werden.

Vorkommen: Seifener Schichten von Seifen, Taunusquarzit der Stromberger Neuhütte, Langenstein im Kellenbachtal, Jungenwald bei Weiden.

Spirifer hystericus Schlotheim 1820

1913 *Spirifer hystericus,* Kegel, Katzenellenbogen, S. 114, Taf. 6, Fig. 7, 8.

1931 *Spirifer (Hysterolites) hystericus,* Maillieux, Solières, S. 36, Taf. 1, Fig. 14, 15.

1936 *Spirifer hystericus,* Dahmer, Unkelmühle, Taf. 6, Fig. 12.

Nur eine gut erhaltene, verhältnismäßig flache Ventralschale ist vorhanden. Charakteristisch sind die durch breite Rinnen getrennten, deutlich kantigen Rippen. Die äußere Gestalt wechselt bei *Sp. hystericus.* Wenn man sämtliche Abbildungen heranzieht, so könnte man geneigt sein, der äußeren Form nach carinate, subcuspidate und mediorhenane Typen zu unterscheiden. Das vorliegende Stück von Hoxel hat carinaten Habitus.

Cryptonella minor Dahmer 1931

1913 *Cryptonella rhenana,* Kegel, Katzenellenbogen, S. 120, Taf. 6, Fig. 13.

1931 *Cryptonella rhenana* mut. *minor,* Dahmer, Neuwied, S. 107, Taf. 9, Fig. 3, 4.

1931 *Cryptonella rugosa,* Maillieux, Solières, S. 27, Taf. 1, Fig. 12, 12 a.

1934 *Cryptonella minor,* Dahmer, Seifener Sch., S. 73, Taf. 7, Fig. 6.

1936 *Cryptonella minor,* Rose, Rheintaunus, S. 37.

Es liegt ein schlecht erhaltener, schiefgedrückter Steinkern einer Ventralklappe vor. Die vergleichbaren Merkmale stimmen mit den Angaben Dahmer's überein. Anwachswülste sind auf dem Steinkern (mürber Sandstein) nicht erkennbar.

Vorkommen: Große Verbreitung in den Siegener Schichten; ferner nachgewiesen im Taunusquarzit von Katzenellenbogen, Assmannshausen und Leingipfel bei Rüdesheim.

Im Unterkoblenz wird *Cr. minor* durch *Cr. rhenana* vertreten.

Rhenorensselaeria crassicosta Koch 1881

1913 *Rhenorensselaeria crassicosta,* Kegel, Katzenellenbogen, S. 135, Taf. 5, Fig. 14, 15.

1931 *Rhenorensselaeria crassicosta,* Maillieux, Solières, S. 30, Taf. 1, Fig. 11 a, b.

Bei beiden vollständige Synonymenlisten.

1935 *Rhenorensselaeria crassicosta,* Dahmer, Unkel, Taf. 46, Fig. 5.

Rhenorensselaeria crassicosta ist das häufigste Fossil dieser Fundstelle. Es überwiegen die Schalenfragmente, während gut erhaltene Steinkerne seltener sind.

Rh. crassicosta ist die maßgebende Leitform der Siegenstufe.

Dalmanella circularis Sow. 1842

1915 *Orthis circularis,* Fuchs, Lorelei, S. 9, Taf. 2, Fig. 5; Taf. 3, Fig. 1—4.

1932 *Dalmanella circularis,* Paeckelmann & Sieverts, Konstantinopel, S. 20, Taf. 2, Fig. 14.

1935 *Orthis (Dalmanella) circularis,* Mauz, Oberstadtfeld, S. 73.

Ältere Literatur ist bei den beiden letzten Autoren angegeben.

D. circularis ist in den Fossilaufsammlungen von Hoxel nur durch den schlecht erhaltenen Steinkern einer Dorsalklappe vertreten.

Fuchs (1915) hat diese Form in einzelne Arten aufgeteilt, die teilweise verschiedenes stratigraphisches Alter aufweisen sollen. Die Erhaltung des vorliegenden Stückes reicht jedoch für eine spezifische Bestimmung nicht aus und wird daher zum Typus dieser Art gestellt.

D. circularis ist eine sehr weit verbreitete Form und läßt sich vom Gedinne aufwärts bis in die Oberkoblenzschichten nachweisen.

Schizophoria provulvaria Maurer 1893

1932 Schizophoria provulvaria, Paeckelmann & Sieverts, Konstantinopel, S. 34.

1936 *Schizophoria provulvaria,* Maillieux, Longlier, S. 53.

Hier Literaturangaben.

Der Kern einer Ventralklappe mit mangelhaftem Abdruck darf zu dieser Art gestellt werden.

Paeckelmann weist darauf hin, daß die Abgrenzung der Schizophorienarten in vielen Fällen unsicher ist. Er gibt sogar der Vermutung Ausdruck, daß die vorliegende Art, sowie *Sch. vulvaria* vielleicht als Varietäten von *Sch. striatula* zu gelten haben.

Vorkommen: Siegener Schichten und Unterkoblenzschichten. Rose (1936, S. 58) erwähnt sie aus dem Taunusquarzit von Assmannshausen als Seltenheit.

6. Zusammenfassung

Es wurde eine Fauna aus dem Taunusquarzit von Hoxel bekannt gemacht. Sie wurde der unteren Abteilung der Herdorfer Schichten zugewiesen.

7. Schriften

Beushausen, L.: Die Lamellibranchiaten des Rheinischen Devon mit Ausschluß der Aviculiden. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **17**, mit Atlas. Berlin 1895.

Dahmer, G.: Fauna der belgischen „Quartzophyllades de Longlier" in Siegener Rauhflaser Schichten auf Blatt Neuwied. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1931, **52**, S. 86. Berlin 1932.

— : Beziehungen zwischen den Faunen von Neuwied und Juseret (Siegen-Stufe). — Senckenbergiana, **14**, S. 372. Frankfurt a. M. 1932.

— : Die Fauna der Seifener Schichten (Siegenstufe). — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **147**. Berlin 1934.

— : Die Fauna der Obersten Siegener Schichten von der Unkelmühle bei Eitorf a. d. Sieg. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **168**. Berlin 1936.

— : Die Fauna der Siegener Schichten von Unkel (Blatt Königswinter). — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1935, **56**, S. 633. Berlin 1936.

Dahmer, G. & Moehrke, H.: Fundpunkte von Unterkoblenzversteinerungen auf Blatt Oberreifenberg (Taunus). — Jb. nass. Ver. Naturk., **82**, S. 20. Wiesbaden 1936.

Drevermann, F.: Die Fauna der Siegener Schichten von Seifen unweit Dierdorf (Westerwald). — Palaeontographica, **50**, S. 229. Stuttgart 1904.

Fuchs, A.: Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleigegend). I. T.: Beitrag zur Kenntnis der Hunsrückschiefer- und Unterkoblenzfauna der Loreleigegend. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **79**. Berlin 1915.

Kayser, E.: Über einige neue Zweischaler des rheinischen Taunusquarzits. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1884, **5**, S. 9. Berlin 1885.

Kegel, W.: Der Taunusquarzit von Katzenellenbogen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **76**. Berlin 1913.

Kutscher, F.: Taunusquarzit, Throner Quarzite und Hunsrückschiefer des Hunsrücks und ihre stratigraphische Stellung. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1936, **57**, S. 186. Berlin 1937.

Maillieux, E.: La faune des grès et schistes de Solières (Siegenien moyen). — Mém. mus. r. hist. nat. belg., **51.** Bruxelles 1931.

— : La faune et l'âge des quartzophyllades siegeniens de Longlier. — Mém. mus. r. hist. nat. belg., **73.** Bruxelles 1936.

Mauz, J.: Vergleichende Untersuchungen über die Unterkoblenzstufe bei Oberstadtfeld und Koblenz. — Abh. senckenb. naturf. Ges., **429.** Frankfurt/Main 1935.

Paeckelmann, W. & Sieverts, H.: Obersilurische und devonische Faunen der Prinzeninseln, Bithyniens und Thraziens. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **142.** Berlin 1932.

Rose, E.: Versteinerungen im Taunusquarzit des Rheintaunus. — Jb. nass. Ver. Naturk., **83,** S. 49. Wiesbaden 1936.

Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preußen, Lfg. 63, Blatt Morscheid. Geogn. bearb. v. H. Grebe & A. Leppla, erl. v. A. Leppla. Berlin 1898.

Urschrift eingegangen am 28. Februar 1938

Druckauftrag erteilt am 30. Mai 1938

Die *Lamberti*-Schichten von Trockau in Oberfranken

nebst einem Anhang:

Castor-Pollux-Zone und *Obductus*-Lager

Von R. Model, Prien a. Chiemsee (Obbay.)
unter Mitarbeit von E. Model, München

Hierzu Tafel 51—53 und 1 Abbildung

Inhalt

Seite

Vorwort 632

A. Die *Lamberti*-Schichten von Trockau in Oberfranken im Schrifttum 633

Lageplan und Fundmaterial 633
Fossilliste 635
Profil Trockau 637
Petrographie und Erhaltungszustand der Ammoniten. Die „Geröll-Lagen" Reuter's und die „Pseudo-Gerölle" 639
Die Stratigraphie des oberen Kellaway von Bodendorf—Trockau 641
Vergleich mit der Göppinger—Kirchheimer Alb 641
Erläuterung zu den abgebildeten Cosmoceraten 643
Cosmoceras (Zugocosmoceras) postremum n. sp. 644
Cosmoceras (Zugocosmoceras) affin. *postremum* n. sp. 645
Ontogenie und Phylogenie der neuen Art 646
Cosmoceras (Zugocosmoceras) m. f. *paragemmatum* n. sp. - *postremum* n. sp. 647
Die „Proterogenese" Schindewolf's in Anwendung auf die Cosmoceraten 649
Vergleich von *Cosm. postremum* n. sp. mit ähnlichen Arten . . 650
Cosmoceras (Katacosmoceras) degradatum, Buckman, 1925 . . 651
Cosmoceras (Zugocosmoceras) paragemmatum n. sp. 652
Unterscheidung desselben von ähnlichen Arten 653
Cosmoceras gemmatum Phill. und *Epicosmoceras*, n. subgen. . . 654
Die Nabelkante der Gattung *Zugocosmoceras* 657
Erläuterung zu der abgebildeten *Reineckeia*
Die jüngsten Vertreter der Gattung *Reineckeia*, Zittel, in der Fränk. Alb 657
Zusammenfassung der Ergebnisse 659

B. Anhang: Castor-Pollux-Zone und *Obductus*-Lager 661

C. Schriften 663

Vorwort

Der vorliegenden Veröffentlichung liegt ein umfangreiches, hauptsächlich aus Ammoniten bestehendes Fossilmaterial zugrunde, das bei den Grabungen der Reichsautobahn am Ostrand der Fränkischen Alb von meinem Sohne Ernst Model gesammelt wurde.

Der Nachweis einer Jason-Form, die in den oberen Horizonten der Lamberti-Schichten noch in ein Ornaten- oder Spinosum-Stadium eingetreten ist, machte eine Revision der bisher bekannten phyletischen Entwicklung der Gattung *Zugocosmoceras*, Buckman, emend. Brinkmann, notwendig, wobei auch die Entwicklung der Cosmoceraten in den vorausgehenden Schichten einer Überprüfung unterzogen werden mußte.

Durch gütige Vermittlung des Herrn Prof. Dr. Schindewolf erhielt ich vom Brit. Museum in London in entgegenkommender Weise süddeutsches Material zur Verfügung gestellt.

Herr L. F. Spath in London machte mir unter Beifügung von Skizzen wichtige Angaben über eines der Buckman'schen Originale.

Mit wertvollem, zum Teil bedeutendem Ammonitenmaterial der Gattung *Cosmoceras* W. Waagen unterstützten mich Herr Dr. Berckhemer an der Naturaliensammlung in Stuttgart, Herr Oberveterinärrat Dr. C. Dorn in Hilpoltstein, Herr Justizrat Gebhard in Lauf bei Nürnberg, Herr Carl Pfeiffer in Erlangen und Herr Allmendinger in Göppingen.

Aus der Sammlung des Naturhist. Vereins in Nürnberg erhielt ich Ammoniten fränkischer Fundstellen. Aus der alten Quendtstedt'schen Sammlung bekam ich vom Geol. Institut der Universität Tübingen eines der Originale Quendtstedt's zur Untersuchung geliehen.

Bis auf Ammoniten aus der Sammlung Allmendinger, die auch aus den Athleta- und Lamberti-Schichten der Göppinger Gegend stammten, gehörten die untersuchten Stücke fast ausschließlich Kellaway-Schichten an, welche den Lamberti-Schichten vorausgehen.

Herr Professor Brinkmann in Hamburg machte mir wertvolle Angaben über seine Bestimmung von Cosmoceraten, die auf einer photographischen Tafel zusammengestellt sind.

Allen diesen Herren bin ich zu großem Dank verpflichtet.

A. Die Lamberti-Schichten von Trockau in Oberfranken im Schrifttum

Lageplan und Fundmaterial

Das Faunenbild der Lamberti-Schichten wurde vor allem aus der Normandie in Nordfrankreich und zwar von Dives (Calvados) bekannt, und danach wurden diese Schichten auch als „Divesien" bezeichnet.

Nach den Veröffentlichungen der französischen Autoren von d'Orbigny (1842—1847), der die betreffenden Schichten in sein „Oxfordien inférieur" einbezog, bis zu Deslongchamps (1890), Brasil (1896) und Douvillé (1914, 1915) ist die Fauna des Divesien charakterisiert durch das gleichzeitige Vorkommen von Vertretern der Gattungen *Quenstedtoceras* und *Peltoceras* mit phylogenetisch jüngeren Formen von *Cosmoceras, Reineckeia, Perisphinctes, Hecticoceras* und *Oppelia* mit Verwandten, wozu sich noch als Seltenheiten einzelne Vertreter von *Cadoceras* und *Pachyceras* gesellen.

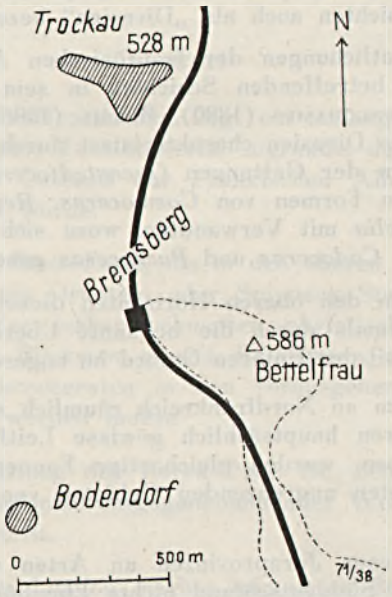
Cardioceras, das in den oberen Horizonten dieser Schichten bereits erscheint, tritt hier erstmals durch die bekannte Überlagerung der Biozonen auf und ist als Leitfossil des Unteren Oxford im engeren Sinne zu betrachten.

Abgesehen von dem an Nordfrankreich räumlich so eng angeschlossenen England, dessen Autoren hauptsächlich gewisse Leitfossilien der Lamberti-Schichten benannt haben, wurden gleichartige Faunen vor allem aus Rußland mit den im Westen angrenzenden Gebieten von Litauen und Lettland bekannt.

Dem Reichtum dieser Juraprovinzen an Arten und z. T. prächtig erhaltenen Fossilien hat Süddeutschland nichts Ebenbürtiges an die Seite zu stellen. Das hat bekanntlich seine Ursache in der lückenhaften Überlieferung, in der durch Abrasion bedingten, z. T. weitgehenden Zerstörung der betreffenden Ablagerungen, wodurch uns nur großenteils abgerolltes und zertrümmertes Fossilmaterial erhalten blieb. Dies ist für die „Schwarzen Knollen" oder „Lambertiknollen" (Quenstedt, Engel) in Schwaben charakteristisch und findet in der Bezeichnung „Geröll-Lagen" Reuter's in Franken, hier allerdings z. T. auch noch das Mittlere Kellaway einschließend, einen bezeichnenden Ausdruck.

In der Fränkischen Alb werden weder bei Reuter (1908) noch bei C. Dorn (1916, 1920—1921) und P. Dorn (1928, 1930) wohlerhaltene Schichten mit *Quenstedtoceras lamberti* Sow. erwähnt. Nach P. Dorn (1930, S. 114; vgl. Profil S. 115) macht zwar anscheinend der Aufschluß in der Oberrüsselbacher Schlucht davon eine Ausnahme, da dort „der ganze Schichtenkomplex des Callovien von der Macrocephalen- bis zur Cordatum-Zone erhalten blieb." Aber dieser Autor führt (1928, S. 4) aus der unteren Hälfte seiner 0,15—0,20 m mächtigen Schicht 14 „u. a. *Peltoceras athleta* und einige Zentimeter darüber *Cardioceras cordatum*" an, so daß für die Lamberti-Zone in Wirklichkeit nur wenige Zentimeter übrig bleiben. Die nesterweise eingestreuten Glaukonitkörner sprechen für Zerstörung von Phosphoriten, und die hangende Hälfte der Schicht mit glaukonithaltigen, kalkigen Ammonitenbruchstücken mit *Perisphinctes indogermanus, Perisph. promiscuus* ist ohne Zweifel schon Biarmatenzone oder Unteres Oxford. *Quenstedtoceras lamberti* ist nicht erwähnt.

Ein besonders günstiger Umstand, die Anlage der Reichsautobahn am Ostrand der Fränkischen Alb gegen Bayreuth zu, an dem durch die Castor-Pollux-Zone Reuter's bekannten Fundplatz bei Trockau-Bodendorf, machte es uns möglich, die wohlerhaltenen Lamberti-Schichten auszubeuten.



Das Baulos 23 der Reichsautobahn Schleiz—Ingolstadt führt südlich von Trockau auf einen Weißjuraberg, der in seinem südöstlichen Teil den Namen „Bettelfrau" hat. Zur Beförderung der oben am Berg abgetragenen Erdmassen wurde ein Bremsberg angelegt. An der in der Skizze mit einem schwarzen Rechteck bezeichneten Stelle durchschneidet die Autobahn den Ornatenton.

Im Frankenjura dringt die Verwitterung in den Ornatenton im allgemeinen, von der Oberfläche aus gemessen, 6 m tief ein. Erst von dieser Tiefe ab finden wir den dunkel blaugrauen Tonmergelschiefer mit „Silberschnecken" und gut erhaltenen Abdrücken.

In den Jahren 1925 und 1926 hat Ernst Model an der Bettelfrau eine Schacht- und Stollengrabung unternommen, die hauptsächlich in der Castor-Pollux-Zone verlief. Ein im intakten Ton bis an die Dogger—Malm-Grenze hinaufgetriebener Zweigstollen ergab damals, daß ein Abbau dieser oberen Horizonte unter Tag bei ihrer Fossilarmut nicht lohnt. Untersuchungen dieser Horizonte in weniger als 6 m Tiefe unter der Oberfläche sind dagegen stets mangelhaft, weil der Hauptteil der Fauna dann nur in Rostflecken zutage tritt, wie sie auch Reuter in seiner Arbeit immer wieder erwähnt. Außerdem ist die oberste, unmittelbar unter dem Quellhorizont liegende Schicht dann meist überhaupt nicht mehr erhalten, weil sie vom Wasser ausgelaugt und durch den Druck der schweren Kalkbänke herausgequetscht ist. Diese Umstände erschweren die Untersuchung der obersten Horizonte erheblich, denen an sich schon wegen der verschieden tief greifenden Zerstörung (Geröll-Lagen Reuter's) schwer beizukommen ist.

Der Geländeeinschnitt der Autobahn an der Bettelfrau schneidet so weit in den Berg ein, daß großenteils auch da, wo die Fahrbahn im Ornatenton verläuft, vorher gewaltige Weißjuramassen abgetragen werden mußten. Auf diese Weise bot sich im Winterhalbjahr 1936/37 die einzigartige und wohl nie wiederkehrende Gelegenheit, die obersten, dicht unter dem Weißjurakalk liegenden Horizonte des Braunen Jura im intakten Zustand untersuchen zu können.

Die Gesamtzahl der Ammoniten aus dem Oberen Kellaway einschließlich Divesien beträgt 263.[1]) Auf die einzelnen Gattungen entfallen davon:

Oppelia	10	*Cosmoceras*	83
Subbonarellia	1	*Reineckeia*	12
Bonarellia (Distichoceras)	2	*Quenstedtoceras*	12
Horioceras	6	*Perisphinctes*	33
Hecticoceras	54	*Peltoceras*	50

Diese Zahlen lassen keinen Rückschluß zu auf die anteilmäßige Vertretung der einzelnen Gattungen. Das Hauptaugenmerk wurde auf *Quenstedtoceras*, *Peltoceras* und *Cosmoceras* gerichtet. Von diesen Gattungen wurden auch weniger gute Exemplare gesammelt, während von *Perisphinctes* und *Hecticoceras* nur besseres Material mitgenommen wurde.

Fossilliste

Belemnopsis calloviensis Opp.
Hibolites hastatus Blainv.
Hibolites wuerttembergicus Opp.
Alcidia cf. *glabella* Bean (Leck.)
Neumayriceras suevicum Opp.
Neumayriceras aff. *inconspicuum* de Lor.
Subbonarellia aff. *decipiens* Spath
Bonarellia bipartita Zieth.
Horioceras baughieri d'Orb.
Hecticoceras (Putealiceras Spath) *punctatum* Stahl.
Hecticoceras (Putealiceras Spath) *punctatum* Stahl. var. *ogivalis* Tsyt.
Hecticoceras (Putealiceras Spath) aff. *mathayense* Kil.
Hecticoceras (Putealiceras Spath) aff. *uhligi* Till
Hecticoceras (Sublunuloceras Spath) aff. *regulare* Till.
Hecticoceras (Sublunuloceras Spath) *pseudopunctatum* Lah.
Hecticoceras (Sublunuloceras Spath) *compressum* Qu.

1) Hier wie bei den nachfolgenden Stückzahlen der einzelnen Gattungen handelt es sich um die Anzahl der Stücke unserer Sammlung, überwiegend Handstücke. Die Anzahl der Individuen ist meist etwas größer und beträgt z. B. bei *Quenstedtoceras* 15.

Hecticoceras (Sublunuloceras Spath) aff. *dynastes* Waag.
Hecticoceras (Sublunuloceras Spath) *gigas* Qu. (= *paulowi* Tsyt. ex parte)
Hecticoceras (Sublunuloceras Spath) aff. *lunuloides* Kil.
Hecticoceras (Brightia) brighti Pratt
Hecticoceras (Brightia) suevum Bon.
Hecticoceras (Brightia) solinophorum (Bon.) Lem.
Aptychus hectici Qu.
Aptychus cf. pulvinatus Qu.
Cosmoceras (Zugocosmoceras) m. f. *jason Rein.-proniae* Teiss.
Cosmoceras (Zugocosmoceras) proniae Teiss.
Cosmoceras (Zugocosmoceras) postremum n. sp.
Cosmoceras (Zugocosmoceras) affin. *postremum* n. sp.
Cosmoceras (Zugocosmoceras) m. f. *paragemmatum* n. sp. *-postremum* n. sp.
Cosmoceras (Cosmoceras) duncani Sow.[2])
Cosmoceras (Cosmoceras) aff. *duncani* Sow.
Cosmoceras (Cosmoceras) m. f. *duncani* Sow. *-gemmatum* Phil.
Cosmoceras (Cosmoceras) gemmatum Phil.
Cosmoceras (Cosmoceras) m. f. *gemmatum* Phil. *- spinosum* Sow.
Cosmoceras (Cosmoceras) spinosum Sow.
Cosmoceras (Cosmoceras) spinosum Sow. subsp. e. p. var. *distracta* Qu. var.
Cosmoceras (Cosmoceras) spoliatum Qu.
Cosmoceras (Gulielmiceras) aff. *compressum* Qu., emend. Brinkm.
Cosmoceras (Spinicosmoceras) transitionis Nikit.
Cosmoceras (Spinicosmoceras) annulatum Qu. subsp. e. p.
Reineckeia (Reineckeia) aff. *reissi* Steinm.
Reineckeia (Reineckeites) waageni Till.
Reineckeia (? Kellawaysites) n. sp. ex. affin. *plana* Lee.
Reineckeia (Collotia) fraasi Opp.
Reineckeia (Collotia-Kellawaysites) n. sp.
Quenstedtoceras lamberti Sow.
Quenstedtoceras aff. *lamberti* Sow.
Quenstedtoceras aff. *gregarium* Bean (Leck.)
Quenstedtoceras cf. *longaevum* Bean
Quenstedtoceras sp. tend. ad. *mologae* Nikit.
Perisphinctes (Perisphinctes) convolutus Schloth.
Perisphinctes (Perisphinctes) convolutus Schloth. var. *parabolis* Qu.
Perisphinctes (Perisphinctes) sulciferus Opp.
Perisphinctes (Perisphinctes) planus Sie.
Perisphinctes (Grossouvria) sp. aff. *evexus* Qu.
Perisphinctes (Subgrossouvria ?, Orionoides ?) aff. *villánoides* Till.
Perisphinctes (Orionoides ?) sp. ex. aff. *orion* Opp.
Perisphinctes (Choffatia) cf. *choffati* Par. & Bon.
Perisphinctes (Choffatia) aff. *wischniakoffi* Teiss.
Perisphinctes (Choffatia) cf. *rudnicensis* Sie.

---

2) Der leider gerade bei den *Duncani*-Formen mangelhafte Erhaltungszustand machte es unmöglich, die erforderliche Trennung von *Cosm. (Zugocosmoceras) duncani* Sow. und *Cosm. (Cosmoceras) geminatum* Buckm. durchzuführen. Übergänge von *Cosm. (Zugocosmoceras) proniae* Teiss. zu *Cosm. duncani* Sow. aus den Athleta-Schichten von Boll in der Sammlung Allmendinger machen das aber erforderlich. —

Peltoceras (Parapeltoceras) annulare (Rein.) Qu.
Peltoceras (Parapeltoceras) m. f. *annulare* (Rein.) Qu. - *annulosum* Qu.
Peltoceras (Parapeltoceras) annulosum Qu.
Peltoceras (Parapeltoceras) m. f. *annulosum* Qu. - *caprinum* Qu.
Peltoceras (Parapeltoceras) aff. *dacquéi* Prieser
Peltoceras (Peltoceras) athleta Phil.
Peltoceras (Peltoceras) aff. *athleta* Phil.
Peltoceras (Peltoceratoides) sp. tend. ad. *P. athletoides* Lah.
Peltoceras (Peltoceratoides) angustilobatum Brasil
Peltoceras (Peltoceras) sp. tend. ad *Aspidoc. hirsutum* Bayle
Peltoceras (Pseudopeltoceras) chauvinianum d'Orb.
Peltoceras (Pseudopeltoceras) sp.
Aspidoceras affin. *babeaui* d'Orb.
Cyclolites suevicus Qu.
Pentacrinus astralis ornati Qu.
Rhynchonella aff. *triplicosa* Qu.
Pseudomonotis ornati Qu.
Posidonomya ornati Qu.
Nucula variabilis Sow.
Astarte undata Münst.
Inoceramus obliquus Morr. & Lyc.
Lucina cf. *zonaria* Qu.
Ostrea cf. *knorri* (Voltz) Ziet.
Pleurotomaria cf. *granulata* Sow.
Cerithium muricatum Sow.
Spinigera semicarinata Münst.
Eryma ornati Qu. (= *Glyphaea ornati* Qu. 1858 pars)
Glyphaea ornata Qu. (= *Orphnea ornata* Qu. 1858)
Hybodus sp. cf. *grossiconus* Ag.

Profil Trockau

Oberes Kellaway

Schichten	Nr.	Färbung des Tonmergelschiefers	Fauna	cm
Transversarius-Zone	10 (12)	gelblichgrauer Mergel		
Biarmatus-Cordatus-Zone	9 (11)	wie Milchschokolade, glaukonithaltig	Grenzschicht *Per. orbignyanus, chloroolithicus*	10
	8 (11)	schwarzgrün glaukonithaltig	*Oppelia* aff. *oculata*	10

Schichten			Nr.	Färbung des Tonmergelschiefers	Fauna	cm
Oberes Kellaway	?	Divesien (Spinosum-Lamberti-Schichten)	7 (10)	bräunlichgrau, dunkelgefleckt (Algaciten)	Verdrückte, meist kleinere Ammoniten *Quenstedtoceras lamberti* *Cosmoceras spinosum, compressum, annulatum* u. a. Oberstes *Peltoceras annulare*	30
	Peltoceras-Schichten (*Pseudopeltoceras, Peltoceras, Parapeltoceras*)		6 (10)	bräunlichgrau	Verdrückte, meist kleinere Ammoniten *Reineckeia (Collotia) fraasi* in Phosphorit-Geoden, „Geröll-Lagen" Reuter's *Zugocosmoceras postremum* n. sp.	10
			5 (10)	bräunlichgrau	Verdrückte, meist kleinere Ammoniten *Quenstedtoceras lamberti* *Cosmoceras duncani, spinosum, transitionis Zugocosmoceras* m. f. *paragemmatum* n. sp. — *postremum* n. sp.	50
			4 (9)	bräunlichgrau	Verkieste, phosphoritische und verdrückte Ammoniten Cosmoceraten, Peltoceraten	100
			(8) 3 (7)	dunkelblaugrau	Verkieste, phosphoritische und verdrückte Ammoniten *Peltoc. athleta* (groß), Cosmoc. *gemmatum, spinosum* mit Keppleritesstadium, unterstes *Quenstedtoceras*	100
			2 (6)	blaugrau	Phosphoritische und verdrückte Ammoniten *Pseudopeltoceras chauvinianum* *Perisphinctes* aff. *rudnicensis*	50
			1 (5)	blaugrau	Ammoniten-Brekzie. *Reineckeia waageni,* aff. *hungarica,* aff. *reissi,* cf. *plana Pseudopeltoceras* sp. sp. (= altes Profil Schicht 5 obere Hälfte, *hungarica*-Horizont, „Korallenlager" Allmendinger)	50
Castor-Pollux-Zone				dunkelblaugrau		

Die eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf das alte Profil

Petrographie und Erhaltungszustand der Ammoniten

Die „Geröll-Lagen" Reuter's und die „Pseudo-Gerölle"

Das Profil Bodendorf bei Trockau, wie wir es im Jahre 1935 auf Grund der Schacht- und Stollengrabungen von Ernst Model angegeben haben (Model-Kuhn, 1935 b), erfährt für das obere Kellaway, das diesmal allein genauer untersucht und ausgebeutet wurde, eine wesentliche Abänderung. Dies betrifft sowohl den Erhaltungszustand, die „Geröll-Lagen" Reuter's (1908) und die Mächtigkeit der Schichten, als ihre stratigraphische Stellung.

Unter der Schutzdecke des Weißjura-Gebirges gibt es im oberen Kellaway von Trockau keine „Geröll-Lagen" im Sinne Reuter's mehr, mit der einzigen Ausnahme von Phosphorit-Konkretionen eines hauptsächlich *Reineckeia fraasi* enthaltenden Horizontes (etwa 10 cm mächtig). An diesen geodenartigen Konkretionen stehen meist nur Wohnkammerteile heraus, während die inneren Windungen durch Phosphoritknollen bedeckt sind. Die vorstehenden Teile sind dann am Ende abgeschliffen und enden stumpf, wobei der Mundsaum stets fehlt, oder es ist, wie bei Reuter (1908, Textbeil. E. zu S. 82, Fig. 1 a, 1 b) zwar nur ein Teil der Luftkammern von der Konkretion bedeckt, der am Ende abgeschliffene Wohnkammerteil ist aber, meist an der letzten Scheidewand, abgebrochen. Diese Stücke, die zerstreut in den normal gelagerten, geschieferten Ton eingelagert sind, wird man als „Phosphorit-Geröll" bezeichnen müssen, wie es Reuter auf der erwähnten Tafel bei Fig. 2 tut.

Diese Ausnahme fällt aber kaum ins Gewicht gegenüber der Tatsache, daß das gesamte obere Kellaway einschließlich des Divesien in normaler Schichtung, nur stellenweise als Brekzie (Schicht 5 altes Profil, obere Hälfte; neues Profil Schicht 1) in einer Mächtigkeit von rund 4 m wohl erhalten ist. Diese überraschende Tatsache, die im Widerspruch steht zu dem Befund Reuter's, aber auch zu unserem Befund von 1935 bei Schicht 10 des alten Profils, ist allein daraus zu erklären, daß die Grabungen von Reuter und von uns nicht im intakten Ton unter dem Gebirge stattfinden konnten. Wir hatten zwar auf Grund unserer tiefer reichenden Grabungen (Schachttiefe 6,40 m, Stollenlänge 32 m), die im Stollen wesentlich nur der Castor-Pollux-Zone galten, bereits die Angaben Reuter's über die Ausdehnung der Geröll-Lagen ziemlich eingeschränkt (s. Model-Kuhn, 1935 b, l. c. S. 482). Nach unseren neuen Feststellungen, die nur durch den Bau der Reichsautobahn ermöglicht waren, ist aber auch Schicht 10 des alten Profils unter dem Gebirge in ursprünglicher Schichtung, dabei wesentlich mächtiger als 1935 angenommen, erhalten, und nur die Phosphoritknollen des Fraasi-Horizontes haben Geröllcharakter, wobei die Gerölle aber in normal geschichteten Tonmergelschiefer mit verdrückten Ammoniten eingelagert sind. Diese Gerölle sind wohl Reste einer zerstörten Ablagerung und somit älter als die sie umgebenden verdrückten Ammoniten.

Damit ist der Nachweis erbracht, daß bei Bodendorf—Trockau das gesamte obere Kellaway von der Brekzie der Schicht 1 an (1935, oberer Teil von Schicht 5) in ursprünglicher Lagerung erhalten ist. Im untersten Teil (Schicht 1) als Brekzie mit verdrückten Ammoniten, vor allem Reineckeien und Pseudopeltoceraten, im mittleren Hauptteil (Schicht 3 und 4) teils mit

phosphoritischen, teils pyritischen, teils verdrückten Ammoniten, im obersten Teil (Schicht 5—7) nur mehr mit verdrückten oder mit Phosphoritgeröllen.

Die grünlichgraue, offenbar von Glaukonitkörnern herrührende Farbe der Schicht 10 des alten Profils ist unter dem Gebirge nicht vorhanden, wohl deshalb, weil der Glaukonit der darüberliegenden Reste einer Cordaten-Biarmaten-Zone erst durch deren Zerstörung und Ausschwemmung in die Überbleibsel der Schicht 10 hineingeraten ist. Die Ähnlichkeit des Erhaltungszustandes unserer Schicht 10 des alten Profils mit dem der Schicht 14 des Profils der Oberrüsselbacher Schlucht von P. Dorn ist auffallend und erlaubt, auf ähnliche Veränderungen terrestrischer Natur auch bei Oberrüsselbach zu schließen.

Das Bild, das man durch Grabungen außerhalb des Gebirges erhält, ist völlig irreführend. Die Einwirkung der Atmosphärilien verändert die tonigen Ablagerungen vollständig; vielfach wird der Ton ausgeschwemmt, und Konkretionen oder die als Phosphorit und Pyrit erhaltenen Windungsstücke bleiben allein übrig, so daß der Eindruck von Geröllen entsteht, obwohl die betreffenden unverdrückten Teile ursprünglich im normalen Zusammenhang mit den verdrückten standen. Dabei braucht es durchaus nicht so zu sein, daß die Luftkammern verdrückt und nur die Wohnkammern ausgefüllt sind (Beispiel: die Ammoniten der Opalinustone der Schwäb. Alb, z. B. vom Teufelsloch bei Boll), oder daß nur die Luftkammern pyritisiert, die Wohnkammern aber verdrückt sind, wie vielfach bei den Ammoniten der *Jason*-Schichten; sondern es sind oft nur Segmente der Spirale, Windungsstücke zwischen wenigen Scheidewänden oder nur das Innerste der Ammoniten mit dem inneren Teil einer äußeren Windung erhalten, während die Stücke nach außen und innen, bzw. Teile der Externseite der äußeren Windung, verdrückt und manchmal mit deutlicher Bruchlinie abgequetscht sind. Auf den Tonschiefer-Handstücken, welche die Mehrzahl unserer Ausbeute darstellen, sind zahlreiche Beispiele dieser Art zu sehen (Taf. 52). Nach Zerstörung der Tonschieferunterlage bleiben im Falle eines Windungssegmentes eckige, keilförmige Stücke zurück (Taf. 52, Fig. 2); bei Abquetschung der Externseite der äußeren Windung (auch einer gekammerten) bleibt ein gerundeter Knollen zurück, der eine Abrollung vortäuscht (Taf. 52, Fig. 1, 1a). Diese Gerölle sollten als „Pseudo-Gerölle" von den echten „Geröllen" Reuter's unterschieden werden.

Der erwähnte wechselnde Erhaltungszustand war auch Reuter z. T. bekannt (1908, S. 91). Er hatte aber offenbar zu oberflächennahe gegraben, um die unvollkommen ausgefüllten, vielfach nur in Segmenten phosphoritischen, im übrigen aber verdrückten[3]) Ammoniten des Ornatentons aus dem unveränderten blaugrauen Ton im Zusammenhang mit der Tonunterlage zu gewinnen. Jedenfalls kann man Reuter (1908, S. 91 unten) als Zeugen dafür anführen, daß man es bei dem Ornatenton von Bodendorf—Trockau mit „primär erhaltenen Tonschichten" zu tun hat, denn er sagt mit Bezugnahme auf „die tonigen Abdrücke" der Ammoniten: „in den zerstörten und

3) Oft wird das verdrückte Zentrum von einer krümeligen, durch Pyritgehalt grünlichen Tonmasse gebildet, die natürlich nur im unzersetzten Tonschiefer noch vorhanden ist, im zersetzten Ton aber zerfällt und nur die phosphoritischen äußeren Windungen, meist in Bruchstücken, als angebliche Gerölle zurückläßt.

nach der Schlämmung durch die Wasserbewegung sekundär abgelagerten Tonen fehlen sie."

Ähnliche Verhältnisse scheinen, was den Erhaltungszustand der Ammoniten betrifft, im oberen Kellaway von Popilany zu herrschen. Pakuckas (1932) bildet Tab. V, Fig. 1, ein „*Cosm. grossouvrei* Douv." auf einem Gesteinsbrocken liegend ab, dessen letzte Windung in den äußeren zwei Dritteln von Sedimentmasse erfüllt ist, während die inneren Teile verdrückt oder nur mehr als Abdruck erhalten sind. Nach Zerstörung der Gesteinsunterlage müssen ebensolche „Gerölle" übrig bleiben, wie sie die übrigen vom Autor abgebildeten Wohnkammerreste von Ammoniten darstellen.

Die Stratigraphie des oberen Kellaway von Bodendorf-Trockau Vergleich mit der Göppinger-Kirchheimer Alb

Schon 1935 hatten wir nachgewiesen, daß bei Bodendorf—Trockau wesentliche Teile des oberen Kellaway (Schicht 9 des alten Profils) ähnlich wie der schwäbische Ornatenton erhalten sind, und daß in Schicht 10 bereits Formen vorkommen, „die an die Lamberti-Zone (Divesien) erinnern" (Model-Kuhn, 1935 b, S. 482). Hier ist jetzt der Nachweis erbracht, daß unter dem Weißjuragebirge von Trockau die Lamberti-Schichten noch in ursprünglicher Lage erhalten sind, und daß sich diese Schichten mit den *Spinosum*-Schichten und in ihrem unteren Teil auch mit den oberen Horizonten der *Athleta*-Zone decken. Das entspricht dem, was von den französischen Autoren als „Divesien" bezeichnet wird. Verglichen mit den Verhältnissen der Schwäb. Alb gleicht sich das fränkische obere Kellaway weitgehend an das der Göppinger—Kirchheimer Alb an, wenn es auch an Mächtigkeit etwas hinter demselben zurückbleibt (Model-Kuhn, 1935 a, S. 341). Diese Angleichung hat sowohl für die unteren als oberen Horizonte ihre Gültigkeit.

In dem Profil von Boll beginnt das obere Kellaway mit einer 10 cm mächtigen Brekzie, dem „Korallenlager" Allmendinger's. Dieses enthält meist verdrückte Ammoniten, die eine Faunenmischung von Reineckeien mit Peltoceraten, Cosmoceraten u. a. darstellen. Die Peltoceraten weichen allerdings bei Boll von denen bei Trockau ab: bei Boll bereits *Pelt. athleta,* wenn auch vereinzelt, und etwas tiefer schon *Pelt. annulare;* bei Trockau *Pseudopeltoc. chauvinianum* und *Pseudopeltoceras* sp.[4]), während *Pelt. annulare* und *Pelt. athleta* etwas höher einsetzen. Auch *Reineckeia* hat in *Rein. waageni* und *Rein.* aff. *reissi* vielleicht phylogenetisch etwas ältere Vertreter als im „Korallenlager" von Boll, aber auf dem Handstück mit *Rein.* aff. *plana* Lee von Trockau liegt auch eine (schlecht erhaltene) *Rein.* aff. *transiens* Till (= *Rein. hungarica* Till emend Lóczy, 1915), und auf demselben Handstück mit der riesigen *Rein.* aff. *reissi* sitzt ein *Cyclolites suevicus.* Dadurch ist

4) *Pseudopeltoceras* definiere ich nach dem vorliegenden, allerdings nur in Bruchstücken erhaltenen, Material als Peltoceraten mit subquadratischem bis rechteckigem Windungsquerschnitt, mit seitlich fast geraden, radial verlaufenden Rippen, die weder an der Außen- noch an der Innenseite Stacheln oder Knoten tragen, sondern nur außen an den Teilungsstellen jugendlicher Windungen subspinös, an älteren Windungen stumpf endigende, in weiten Zwischenräumen stehende, gerade Rippen besitzen.

in dem Vorhandensein von Vertretern der Reineckeien von Villány und in dem von kleinen Korallen eine Übereinstimmung der Ammoniten-Brekzie von Trockau mit dem „Korallenlager" von Boll gegeben.

Ein unwesentlicher Unterschied in den Peltoceraten ist im Faunenbild der Göppingen—Kirchheimer Alb und dem Ostrand der Fränk. Alb darin zu erblicken, daß bei Boll *Peltoc. athleta* vergleichsweise kleinwüchsig auftritt, bei Bodendorf—Trockau aber sofort nach seinem Erscheinen eine bedeutende Größe annimmt. Einzelne Formen nähern sich frühzeitig den Aspidoceraten. Die Ursache des Größenunterschiedes kann faziell bedingt sein (Phosphorit-Fazies, s. Reuter, 1908). *Peltoc. annulare* geht bei Trockau bis 40 cm unter die Grenzschicht hinauf, wo *Peltoc. athleta* anscheinend verschwunden ist, während es bei Boll die untere Hälfte der Tone kennzeichnet.

In der obersten Kellaway-Fauna von Boll lieferten Allmendinger die 50 cm unter der Grenzschicht gelegenen Tone ein dickes *Quenstedtoceras* der Lamberti-Gruppe, während wir bei Trockau ein ähnliches, stattliches Exemplar aus den unteren Horizonten der *Spinosus*-Schichten (Schicht 3 des neuen, Schicht 7—8 des alten Profils) mit dem großen *Athleta* zusammen erhielten.

Es erscheint wahrscheinlich, daß die Lamberti-Schichten von Trockau den unterhalb der „Lamberti-Knollen" liegenden Horizonten von Boll entsprechen, aus denen Allmendinger ein *Aspidoc. faustum* und das erwähnte dicke *Quenstedtoceras* erhielt (Model-Kuhn, 1935 a, S. 341). Die „Schwarzen Knollen" von Boll, vom Wasserberg und vom Stuifen bei Göppingen liefern dagegen schon jene doppelknotigen Formen von *Peltoceratoides* Spath, bei deren Jugendstadium die „Spaltstelle der Rippen am Nabel gelegen ist" (Schindewolf, 1925, S. 321), ferner Übergänge des *Peltoc. (Wedekindia) caprinum* zu *Peltoc. arduennense* und daneben schon *Cardioc. cordatum* (Quenstedt, 1887, Taf. 90, Fig. 10).[5]) Gerade am Stuifen, aus dessen

5) Außer *Cardioc. cordatum* enthalten die „Schwarzen Knollen" der Schwäb. Alb auch schon Trimarginiten (Quenstedt, 1887, Taf. 89, Fig. 20). Die Ansicht Engel's (1908, S. 371), daß *Amm. cordatus* in den Cordatus-Bänken unter den Birmensdorfer Schichten lediglich den *Amm. lamberti* vertritt, kann ich mir nicht zu eigen machen. Wir konnten am Randen in den an ihrer lebhaften Braunfärbung gut kenntlichen Cordatus-Schichten deutlich einen unteren Horizont mit *Quenstedtoc. goliathum* und *Pachyceras* aff. *lalandeanum, Pachyc.* sp. cf. *distinctum* Spath neben *Cardioc. cordatum* unterscheiden, also einen zum „Divesien" gehörigen Anteil, wechsellagernd mit Oolithen, die eine benthonische Gasteropodenfauna enthielten. Die oberen Horizonte enthielten dagegen außer einer reichen Cardiocerenfauna mit *Cardioc. cordatum,* affin. *rouilleri, excavatum, alternoides* bereits *Ochetoceras canaliculatum, Trimarginites arolicus, Aspidoc. perarmatum* und ein Heer z. T. großer Perisphincten der *orbignyanus*- und *biplex*-Reihe. Daneben trat vereinzelt schon *Peltoc. toucasi* auf, das in den hellgraugrünen Transversarius-Schichten darüber nicht selten war. Die für den verstorbenen Prof. Rollier gegrabene große Kollektion steht in der Techn. Hochschule Zürich. Jedenfalls zerfallen also die Cordatus-Schichten am Randen in einen unteren noch zum Kellaway bzw. Divesien gehörenden Teil und in einen oberen, zum Malm bzw. zum Argovien gehörigen. Die Grenze zwischen Braunem und Weißem Jura geht gerade durch die Cordatus-Schichten hindurch. Die Annahme von Stahlecker (1934, S. 112, Fußnote) scheint dem nicht Rechnung zu tragen, daß am Randen das Nekton der *Lamberti*-Schichten z. T. durch ein Benthos in Oolithfazies ersetzt ist.

„Schwarzen Knollen" jener *Cordatus* Quenstedt's stammt, enthalten die sogen. „Lamberti-Schichten" Allmendinger's ein „mixtum compositum" von phosphoritischen Ammonitengeröllen, die vom Vertumnus-Horizont und den Lamberti-Schichten an bis zur Calloviensis-Zone (ein Exemplar von *Macroceph. tumidus!*) herabreichen.

Auf alle faunistischen Einzelheiten kann im Rahmen dieser Veröffentlichung nicht eingegangen werden. Wir weisen im Folgenden mit der Taf. 51, Fig. 1, 1 a, 1 b abgebildeten Form eines *Zugocosmoceras postremum* n. sp. und mit der Taf. 53, Fig. 3 abgebildeten Übergangsform *Zugocosmoceras* m. f. *paragemmatum* n. sp. — *postremum* n. sp., nach, daß in den Lamberti-Schichten auch *Zugocosmoceras* in ein Ornaten- bzw. ein Gemmatum- und Spinosum-Stadium eintritt.

Erläuterung zu den abgebildeten Cosmoceraten

Unter der großen Zahl der Cosmoceraten, die während der Grabungen für die Reichsautobahn bei Trockau gesammelt werden konnten, beanspruchen die Formen aus den *Lamberti*-Schichten unser besonderes Interesse, da hier zum erstenmal in Franken die Vertreter einer Schichtgruppe untersucht werden konnten, die man nach den Angaben früherer Arbeiten im wesentlichen als „Gerölle" erhalten glaubte (Reuter, 1908).

Es kommt noch hinzu, daß sich die für die Entwicklung der Cosmoceratiden maßgebende Arbeit von Brinkmann (1929 a, b) „auf die *Jason*-, die *Castor-Pollux*- und den älteren Teil der *Spinosum*-Zone" beschränkte und daher die Phylogenie der Stammreihen in ihren jüngsten Gliedern nur nach dem vorhandenen Museumsmaterial und dem vorliegenden Schrifttum, aber nicht auf Grund von Untersuchung der höheren Kellaway-Schichten von Peterborough behandeln konnte.

Eine zusammenhängende Darstellung der bei Trockau gefundenen Cosmoceraten würde über den Rahmen dieser Arbeit weit hinausgehen, da dieselbe vor allem den Zweck hat, den guten Erhaltungszustand der *Lamberti*-Schichten am Ostrand der Fränk. Alb entgegen der bis jetzt vertretenen Meinung der Fachwelt mitzuteilen und auf den Reichtum ihrer Fauna aufmerksam zu machen.

Da wir bei der Abbildung der Gerölle der *Fraasi*-Horizonte als eines der charakteristischsten Beispiele der Geröll-Natur jenes durch die *Jason*-Form seiner Wohnkammer auffallende *Cosmoceras* wählten, so war die Möglichkeit geboten, diesen wichtigen Fund auch nach der paläontologischen Seite auszuwerten.

Die Kenntnis solcher Formen scheint auch geeignet, einen Beitrag zu liefern zu der Frage der Monophylie oder Diphylie der *Jason*- und *Duncani*-Formen, die zu einer Kontroverse Spath (1933, S. 857) gegen Brinkmann (1929 b, S. 43—44, 91) geführt hat, sowie zu der gegensätzlichen Einstellung Brinkmann's gegenüber Krenkel (1915, S. 262—267) bezüglich des Verhältnisses der Proniae- und Duncani-Formen zueinander.

Wir bringen im folgenden drei Formen zur Kenntnis, an denen die *Jason*-ähnliche Wohnkammer entweder fast vollständig erhalten oder doch als von gleicher Wesensart zu erkennen ist. Sie befinden sich sämtlich in unserer Sammlung in Prien.

Cosmoceras (Zugocosmoceras) postremum n. sp.

Taf. 51, Fig. 1, 1 a, 1 b

Durchmesser	(75)	53 mm
Höhe über d. Naht		24,3 = 0,45
Dicke		16,0 = 0,30
Nabelweite		16,8 = 0,31

Das Exemplar wurde dem Anstehenden des *Fraasi*-Horizontes (Schicht 6 des neuen Profils) entnommen.

Das als Phosphoritgeröll erhaltene Individuum konnte nur an der Bruchstelle, eine halbe Windung von seinem Ende entfernt, gemessen werden. Die Luftkammern sind nur zum kleinen Teil erhalten, dagegen der größere Teil der Wohnkammer.

Es handelt sich um eine hochmündige, seitlich komprimierte, ziemlich involute Form. Der Querschnitt ist hoch und schmal mit abgeflachten, nur wenig gegen die Außenseite konvergenten Seiten, mit scharf ausgeprägter Nabelkante und steil abfallender Nabelwand. Der Punkt größter Dicke befand sich ursprünglich, vor der später eingetretenen Kompression, wohl an den unteren $^2/_5$ der Flankenhöhe. Die Außenseite ist schmal, leicht abgeplattet, gegen die Flanken mit abgerundeten Kanten abgesetzt. Die Naht verläuft dicht an den Seitenknoten und hält sich auch nach der leichten Evolution der Wohnkammer nur wenig außerhalb derselben. Durch Umfassung scheint $^1/_3$ bis $^2/_5$ der vorausgehenden Windung bedeckt.

Die Skulptur der Wohnkammer besteht aus dichtstehenden, flachen Rippen, die, bündelförmig zu 3—4, konvergent gegen die Nabelkante zu verlaufen und sich an derselben in kräftig gerundeten Nabelknoten vereinigen. Ein kleiner Teil der Rippen scheint sich undeutlich in $^2/_5$ der Flankenhöhe in zwei Außenrippen zu teilen, wobei die Teilungsstelle leicht verdickt ist. An der Nabelwand sind die Rippen stark rückwärts gerichtet, wenden sich dann von den Nabelknoten weg nach vorne, biegen sich in $^2/_5$ der Flankenhöhe wieder etwas zurück und nach der Außenseite zu wieder leicht vorwärts. An den Außenkanten tragen sie knotige Verdickungen, die an unserem Individuum in der Stärke etwas ungleich sind, und biegen sich zur Außenfurche ein wenig hakenförmig zurück. Soweit es infolge einer durch den seitlichen Druck entstandenen, unregelmäßig der Außenseite entlang laufenden Bruchlinie beurteilt werden kann, ist die Außenfurche bis an das Ende des Stückes erhalten. Sie ähnelt mehr einem glatten Band, wie es bei gewissen Arten von *Grossouvria* vorkommt.

Wesentlich anders ist die Skulptur der inneren Windungen bzw. der Luftkammern. Wie an dem Abdruck der einen Knollenhälfte zu sehen ist, zeigen die innersten Windungen den Übergang vom „Stadium der indifferenten glatten Windung" zum Stadium der weit auseinanderstehenden Knoten („*Distractus*-Stadium", Model, 1934, b). Am Übergang der 2. zur 3. Windung, von innen, stellen sich dichtstehende, vorwärts gebogene Nabelrippen ein, zwei- bis dreimal soviel, als die kräftigen, über die Naht vorspringenden Seitenknoten. Eine ausgesprochene Nabelkante fehlt noch in diesem Stadium, das, wenn man von der Vermehrung der Nabel- oder Innenrippen absieht, wohl als „*Pollux*-Stadium" bezeichnet werden kann. Die dichten, vorwärts gekämmten Innenrippen vereinigen sich nur zum Teil in den Seitenknoten, ein

anderer Teil von ihnen setzt sich zwischen den Knoten ohne Unterbrechung zu den Außenrippen fort.

An der vorletzten Windung ist die Windungsform eine andere geworden: es ist eine gerundete Nabelkante entstanden, an welcher die Nabelrippen wulstig verdickt sind, um sich dann nach den Seitenknoten zu deutlich abzuschwächen, so daß am inneren Drittel der Seite eine etwas geglättete Zone gebildet wird. Die Flanken sind abgeflacht und subparallel. Die Seitenknoten sind weit auseinandergetreten, Zwischenräume und Stärke sind ungleich. Oft folgt auf einen größeren Stachelknoten ziemlich dicht die schwach knotige oder wulstige Anschwellung einer Rippe, was den Eindruck eines unvollkommenen Knotens erweckt. Meist sind die zwischen den Knoten zur Außenseite durchziehenden Rippen ungeteilt, zuweilen scheinen sie sich aber an der Nabelkante zu zwei zu vereinigen. —

Die Lobenlinie konnte an keiner Stelle untersucht werden. Auch an der Stelle, wo die Luftkammern abgebrochen sind, sieht man nur noch die äußersten, blattförmigen Enden der Sättel.

Cosmoceras (Zugocosmoceras) affin. *postremum* n. sp.

Taf. 53, Fig. 2

Durchmesser	47 mm
Höhe über d. Naht	23,0 = 0,48
Dicke	— —
Nabelweite	12,8 = 0,27

Das Exemplar lag etwas tiefer als das vorausgehende, in Schicht 5 des neuen Profils.

Das auf einem Tonmergelbrocken, zusammen mit dem Abdruck eines kleinen *C. (Spinicosmoceras) transitionis* Nikit. sowie mit einer großen *Krebsschere (Glyphea ornati* Qu.) und *Posidonomya ornati* Qu. liegende Individuum ist verdrückt und an seinen Pyrit-haltigen mergeligen Luftkammern durch nachträgliche Zersetzung undeutlich geworden. Deutlich ist nur die Wohnkammer erhalten, die $^3/_4$ der äußeren Windung einnimmt, ferner ein kleines Stück der zweitinnersten Windung. Von den übrigen Teilen der Luftkammern kann nur gesagt werden, daß sie von feinen, dichtstehenden, subparallel, bzw. leicht konvergent zum Nabelrand verlaufenden Rippen bedeckt sind, während die Knoten nicht mehr klar zu erkennen sind.

Die nur auf kurzer Strecke erhaltene Skulptur der zweitinnersten Windung zeigt grobe Seitenknoten und eine zwei- bis dreifache Zahl von Nabel- oder Innenrippen, entspricht also dem, was bei dem oben beschriebenen Individuum festgestellt wurde.

Die Wohnkammer sieht wohl nur infolge der Kompression, die nachträglich eingetreten war, etwas verändert aus, denn die Rippen sind hier plattgedrückt und nach der Außenseite zu deutlich verbreitert. Sie verlaufen im übrigen ebenfalls subparallel und konvergent zum Nabelrand. Vom Nabel weg sind sie gegen die Mitte der Seite zu vorwärts, von da zur Außenseite wieder leicht rückwärts gebogen. Die scharfrandige Absetzung der breiten platten Rippen gegen die schmalen Rinnen, die sich zwischen ihnen befinden, geben dieser Wohnkammerskulptur ein ähnliches Aussehen, wie bei *Lytoceras torulosum* Schübl.

Leider ist durch den Druck der Nabelrand der Wohnkammer so verändert, daß weder von den Nabelknoten noch von der Nabelkante etwas zu erkennen ist.

Ontogenie und Phylogenie der neuen Art.

Die Entwicklungsstadien entsprechen in ihrem Beginn der Darstellung, die Brinkmann (1929 b, S. 9) von der Entwicklung der Cosmoceraten gegeben hat.

Auch die von mir (R. Model, 1934 b) in verallgemeinerter Form gegebene schematische Darstellung der Ontogenie trifft für die ersten drei Stadien zu: an den coronatenförmigen innersten Windungen ist zwar bei keinem der Individuen die Embryonalwindung oder Anfangsblase zu erkennen, aber die „indifferente, glatte Windung" (Model, 1934 b, Stadium 2) ist am Abdruck des großen Stückes eben noch zu sehen.

Es folgt darauf das „*Distractus*-Stadium", „mit Knoten, die in weiten Zwischeräumen am Rande der Windung stehen" (d. h. des sichtbaren, nicht überlagerten Windungsteiles) nach Brinkmann (1929 b, S. 9) „relativ sehr große, buckelförmige Flankenknoten", „ziemlich entfernt" voneinander.

Das von mir als „Stadium 4" unterschiedene „Pollux-Stadium" mit etwas enger stehenden, groben Knoten und Rippen", bei dem die Skulptur auch auf der Außenseite beginnt (nach Brinkmann „zwischen 2,5 und 5 mm" Durchmesser), ist dadurch von vornherein stark modifiziert, daß die bei unseren Stücken allein sichtbaren Nabelrippen zwei- bis dreimal so zahlreich sind wie die Seitenknoten. Dichtgedrängt sind sie nach vorwärts gekämmt und nur z. T. mit den Knoten verbunden, während einzelne Rippen schon frühzeitig zwischen die Knoten eingefügt sind.

Das nun folgende zunehmende Auseinandertreten der Seitenknoten, das auch nach Brinkmann nur bei den phylogenetisch jüngeren Formen mit „Bündelung der Außenrippen" zu beobachten ist, verwischt das Bild des schematischen Ablaufes, wie ich es 1934 dargestellt habe, doch sind einzelne Züge desselben immerhin noch zu erkennen, so das Entstehen einer weiteren Knotenreihe am Nabelrand, und, andeutungsweise nur, von zweiteiligen Rippen, allerdings von feinen, wie es der „Tachymorphie" unserer Form entspricht. Das sind Einzelheiten von meinem „*Castor*-Stadium" (Stadium 5). Brinkmann betont „die ziemlich streng befolgte Rippendichotomie", die bereits an der primitiven *Stephanoceras*-Form bei einem Durchmesser von 5—7 mm festzustellen ist.

Mein Stadium 6, „*Gulielmii-Pollucinum*-Stadium", ist, wenn man es nicht in dem Auftreten ungeteilter Rippen, etwa als Äquivalente der Schaltrippen, erblicken will, übersprungen, während das bei Stadium 5 und 6 hervorgehobene Höherwerden der Windungsform sehr ausgesprochen ist.

Die Ontogenie endigt, wie in unserem Schema von 1934, mit dem „*Jason*-Stadium" (Stadium 7, 1934 b, S. 2), in welchem sowohl die umbonalen Anschwellungen der Innenrippen zu kräftigen, rundlichen Nabelknoten vorhanden sind, als auch die „Rippen bündelförmig zusammengefaßt" und „an der Innenhälfte der Seiten" etwas geglättet geworden sind, ein Vorstadium der Glätte, zu deren vollkommener Ausgestaltung es hier ebensowenig mehr kommt, wie zu der Bildung eines „Keppleriten-Stadiums".

Diese Entwicklung läßt sich somit zwanglos nach dem Grundschema der älteren Cosmoceraten erklären, wenn man nur die Überdeckung der spezifischen

Stadien, angefangen vom „*Pollux*-Stadium", durch den Vorgang der Bündelung in Betracht zieht.

Kennzeichnung: Hochtrapezförmige, seitlich stark komprimierte und abgeflachte *Jason*-Form. Nabelkante ausgesprochen, Nabelwand steil. Außenseite schmal gerundet, etwas abgeplattet. Durch Involution $^1/_3$—$^1/_2$ der vorausgehenden Windung bedeckt.

Während die Wohnkammer von dichtstehenden, subparallel und ziemlich ungeteilt zu den kräftigsten Nabelknoten ziehenden, ungebündelten Rippen bedeckt ist, zeigen die Luftkammern von den innersten Windungen an eine Bündelung der Rippen, die in von innen nach außen rasch zunehmendem Maße durch durchgehende Schaltrippen vermehrt werden.

Da an der Wohnkammer Außenfurche und Außenknoten bis zur Mündung sich fortzusetzen scheinen, und ihre äußere Gestalt die eines *Cosmoceras jason* ist, so nimmt sie den Charakter eines *C. (Zugocosmoceras) grossouvrei* Douv., emend. Brinkmann, 1929, an, d. h. die Entwicklung steht durchaus mit dem von Brinkmann dargelegten phylogenetischen Entwicklungsprinzip überein.

Die Luftkammern besitzen dagegen in ihrem modifizierten *pollux*-Stadium zunächst ein *gemmatum*-Stadium, dann mit Zunahme der durchgehenden Schaltrippen ein *spinosum-annulatum*-Stadium. —

Zur Klärung der phylogenetischen Beziehungen unserer Form trägt eine leider nur fragmentarisch erhaltene Form bei, die aus etwas tieferen Horizonten der *Lamberti*-Schichten stammt, nämlich aus Schicht 4—5 des Profils Trockau, während das große Individuum von *C. postremum* n. sp. im *Fraasi*-Horizont, Schicht 6, und das kleine *C.* affin. *postremum* n. sp. dicht darunter in Schicht 5 gelegen war.[6]) Die stratigraphische Lagerung der drei Individuen entspricht durchaus dem phylogenetischen Zusammenhang.

Cosmoceras (Zugocosmoceras) m. f. *paragemmatum* n. sp.
postremum n. sp.

(Taf. 53, Fig. 3, 3 a)

Durchmesser 100 mm ?

Auf einem großen Tonmergelbrocken liegt zusammen mit *Posidonomya ornati* Qu. sp. etwa $^1/_3$ eines mittelgroßen *Cosmoceras*, von dem nur ein an der Außenseite 22 mm langes Bruchstück der vorletzten Windung durch Phosphorit die ursprüngliche Gestalt behalten hat, während der Hauptteil der Luftkammern teils weggebrochen, teils abgequetscht oder unvollkommen von Phosphorit ausgefüllt gewesen sein dürfte. Von der verdrückten, am Nabelrand nicht mehr erhaltenen Wohnkammer sind die äußeren $^2/_5$ erhalten, doch gegen innen ohne die Außenseite, gegen außen ohne Mundsaum. Dennoch kann man die wesentlichen Merkmale, auch mit Zuhilfenahme eines Abdruckes eines Teiles der vorletzten Windung, erkennen.

6) Schicht 4 enthält noch „größere, mit phosphoritischen Luftkammern erhaltene, z. T. auch verkieste und verdrückte Ammoniten". Nach oben nimmt die Größe im allgemeinen ab, unterhalb des *Fraasi*-Horizontes sind verdrückte kleinere Ammoniten vorherrschend, oberhalb desselben ausschließlich vorhanden.

Das Bruchstück der vorletzten Windung zeigt eine seitlich stark komprimierte, involute Form mit ausgeprägter, etwas gerundeter Nabelkante. Die Stelle größter Dicke befindet sich in halber Höhe der Seite an den Seitenknoten.

Die Skulptur zeichnet sich durch kräftige, zugespitzte in mäßigem Abstand voneinander stehende Außenknoten,[7]) wesentlich schwächere, stumpfere, in ihrer Stärke etwas ungleiche Seitenknoten aus, die in halber Höhe der Seiten stehen. Ob beide Knotenarten in gleicher Zahl vorhanden sind, läßt sich nicht sicher entscheiden. Die schwach ausgeprägten Rippen sind gebündelt, an der äußeren Windungshälfte nur undeutlich, an der inneren dagegen gut erkenntlich. Die Zahl der Nabel- oder Innenrippen ist doppelt so groß als die der Seitenknoten, indem sich nur eine derselben in einen Knoten fortsetzt, während die nächste zwischen zwei Knoten fällt, sich aber so rasch abschwächt, daß im inneren Windungsdrittel zwischen den Seitenknoten eine Glättung entsteht. An der Nabelkante sind die Nabelrippen wulstig verdickt.

Die Wohnkammer hat eine völlig andere Skulptur: wellig, subparallel ziehen flache, zur Außenseite verbreiterte, nach innen sich verschmälernde Rippen leicht konvergent zum Nabel, getrennt durch schmale Zwischenräume. Sie sind in der Seitenmitte flach vorwärts gebogen, gegen die Außenseite zuerst rückwärts, dann wieder vorwärts, um mit leicht kolbiger Verdickung auf die Außenseite überzugehen. Ob sie hier durch eine Furche unterbrochen sind, oder ob sie die Außenseite ohne Unterbrechung überqueren, läßt sich an dem verdrückten Stück nicht entscheiden.

Den drei beschriebenen Individuen ist die Art der Wohnkammer gemeinsam: hohe, seitlich flache *Jason*-Form, mit dichtstehenden, subparallel und leicht konvergent zum Nabelrand verlaufenden, abgeflachten Rippen, an welchem nur bei dem phosphoritischen Individuum aus dem *Fraasi*-Horizont stellenweise eine Zweiteilung in $^2/_5$ der Seitenhöhe angedeutet erscheint. Auch über die Vereinigung der Rippen am Nabelrand und das Vorhandensein von kräftigen, runden Nabelknoten gibt nur das phosphoritische Exemplar Auskunft. Danach sind die Skulpturverhältnisse völlig wie bei *Zugocosmoceras jason* Rein., mit der einzigen Ausnahme, daß die Rippen bis zum Mundsaum erhalten zu sein scheinen und nur im inneren Drittel der Seitenhöhe leicht geglättet sind, was mit der phylogenetischen Entwicklung der *Jason*-Reihe völlig übereinstimmt (vgl. R. Brinkmann, 1929 a, Taf. II, *Zugocosmoceras;* 1929 b, S. 38).

Die Skulpturentwicklung der Luftkammern und Innenwindungen deckt sich mit dem, was wir bei *Cosmoceras* s. str. beobachten: die Skulptur von *C. postremum* n. sp. und *C.* affin. *postremum* n. sp. beginnt, wenn wir von den indifferenten Anfangsstadien absehen, mit kräftigen Seitenknoten, wie bei *C. pollux* Rein., und der zwei- bis dreifachen Zahl der Nabelrippen, wie es für *C. (Cosmoceras) gemmatum* Phil. und *C. spinosum* Sow. charakteristisch ist. Bei *C. postremum* n. sp. schieben sich in zunehmender Zahl, bis zu 6—7 an der

7) Die Beleuchtung bei Aufnahme der Photographie, die vor allem die Nabelrippen deutlich zur Darstellung bringen sollte, ließ die Außenknoten durch Beschattung undeutlich werden, weshalb eine Handzeichnung beigegeben wurde (Fig. 3 a).

vorletzten Windung, zweiteilige und ungeteilte, feinere, an der Flanke knotenlose oder nur wenig verdickte Rippen zwischen die immer weiter auseinanderweichenden Seitenknoten und ihre kräftig vorspringenden Rippenfortsätze ein.

Die gleiche Entwicklung, die in einer Zunahme von durchgehenden zwischengeschalteten knotenlosen Rippen zwischen immer weiter auseinandertretenden Knoten besteht, finden wir bei *Cosmoceras spinosum* Sow., zu dem wohl der *Amm. ornatus annulatus* Qu. e. p. gehört (Quenstedt, 1887, S. 727, Taf. 84, Fig. 15).

Vor allem trifft das zu bei dem kleinen, an vollständigen Exemplaren von Lautlingen und Lauffen in der Naturaliensammlung Stuttgart lange Ohren tragenden *Cosm. (Spinicosmoceras) annulatum* Qu. subsp. e. p. (Quenstedt, 1887, S. 727, Taf. 84, Fig. 16, 17), zu dem auch der *Amm. ornatus* ebenda gehört, Quenstedt, S. 729, Taf. 84, Fig. 24 (s. S. 650, Fußnote 8).

An der vorletzten Windung von *C.* m. f. *paragemmatum* n. sp. - *postremum* n. sp. schiebt sich anscheinend zunächst nur eine einzige Schalt- oder Zwischenrippe zwischen die durch Seitenknoten verstärkten Rippen ein.

Das entspricht, wenn man die Phylogenie von *Cosmoceras* s. str. als Maßstab heranzieht, dem, was Brinkmann (1929 b, S. 101) von der Übergangsform *C.* m. f. *gemmatum* Phil. - *spinosum* Sow. angibt. In diesem Übergangsstadium ist dieses Glied der Stammreihe *Cosmoceras* s. str. aber schon viel mehr gerundet, es steuert auf das *Spinosum*-Stadium, auf den *Amm. ornatus rotundus* Qu. zu. Für die Trennung der beiden Arten ist die *Jason*-Form der Wohnkammer, die auch unsere Übergangsform besitzt, entscheidend.

Die „Proterogenese" Schindewolf's in Anwendung auf die Cosmoceraten

Die Tatsache, daß die Wohnkammer des *C. postremum* n. sp. nach Absolvierung eines *Gemmatum*-Stadiums in der Jugend und in der phylogenetisch vorausgehenden Entwicklungsphase, ferner nach Durchlaufen eines *Spinosum*-Stadiums, im Alter in Form und Skulptur als *C. jason* abschließt, ist ein Beweis dafür, daß *C. (Zugocosmoceras) jason* in der Reihe seiner Vorfahren vertreten sein muß.

Diese Feststellung stützt sich darauf, daß in der Entwicklung der Cosmoceratiden die Jugendwindungen die neuen Merkmale tragen, die Alterswindungen dagegen die Merkmale der Vorfahren. Dabei macht man die Beobachtung, daß die kleinwüchsigen Formen der Pyritfazies, besonders in der Phase der „Bündelung" (Brinkmann, 1929), nur auf die vorausgehende Mutation zurückgreifen, so *C. (Spinicosmoceras) aculeatum* Eichw. auf *C. (Spinicosmoceras) castor* Rein., während die in Süddeutschland nach der „Castor-Pollux-Zone" wieder großwüchsig werdenden Vertreter von *Cosmoceras* s. str., emend. Brinkmann (1929 a, b, e. p.), bis auf die ältesten Glieder ihrer Stammreihen, auf die Keppleriten, zurückgreifen.

Schindewolf (1925, S. 337, 1929, S. 61) mag wohl auch jenen *Amm. macrocephalus evolutus* Qu. (Quuenstedt, Ammoniten, 1887) mit im Auge gehabt haben, als er sein Gesetz der „Proterogenese" dem der „Palingenese"

E. Häckel's gegenüberstellte, nachdem allerdings schon Wedekind (1918) bei gewissen Gruppen der „Palaeoammonoidea" beobachtet hatte, daß ihre Entwicklung entgegengesetzt dem „biogenetischen Grundgesetz" verläuft. Dem Gesetz der „Proterogenese" Schindewolf's kann, in Anwendung auf die Cosmoceratiden, folgende vereinfachte Fassung gegeben werden: Die Jugendwindungen der nach der „Proterogenese" sich entwickelnden Ammoniten zeigen neue Merkmale, welche sich im Laufe der Phylogenie schrittweise auf die Windungen des erwachsenen Tieres ausdehnen, die Alterswindungen behalten die alten Merkmale oder greifen auf die der Ahnen zurück.

Vergleich von *Cosm. postremum* n. sp. mit ähnlichen Arten.

Die Luftkammern von *C. postremum* n. sp. sind den in „Bündelung" begriffenen Luftkammern von *Cosmoceras* s. str. am nächsten stehend, aber eine Wohnkammer vom Charakter des *C. jason* Rein. kommt bei dieser Stammreihe nicht vor. *C. subnodatum* Teiss. setzt sich in *pollucinum-geminatum-* und *gemmatum-spinosum*-Formen fort, die an der Wohnkammer ein Kepplerites-Stadium annehmen.

C. (Cosmoceras) gemmatum Phil., emend. Brinkmann, 1929, a, b, e. p., mit dessen Luftkammern die vorletzte Windung unserer Form *C.* m. f. *paragemmatum* n. sp. -*postremum* n. sp. eine gewisse Ähnlichkeit hat, endigt im Alter in einem oft *gowerianus*-ähnlichen Stadium (Brinkmann, 1929 b, S. 101).

C. (Cosmoceras) spinosum Sow., der alte „Ornat" der Quenstedt'schen Schule, dessen phylogenetisch jüngerer Form die vorletzte Windung unseres *C. postremum* n. sp. besonders nahekommt, nimmt im Alter das „Runcinatenstadium" eines zweiteilig berippten Keppleriten an (vgl. 1915, Douvillé, *Cosmoceras ornatum* Schloth., S. 48, Taf. 24, Fig. 1, 1 a, 1 b, synonym mit *Cosmoceras spinosum* Sow., emend. Brinkmann, 1929 b, S. 103, 117).

Eine unserer Form ähnliche Wohnkammer findet sich bei *C. (Katakosmoceras,* Buckman) *degradatum* Buckm. (1925, *Katakosmoceras degradatum* n. sp., Buckman, S. S., Typ. Amm. V, Taf. 548, Fig. 1, a, 2, 3),

---

8) (s. S. 649). Die stratigraphische Verteilung bestätigt, daß diese *Annulatus*-Formen bei *Cosmoceras* und *Gulielmiceras-Spinicosmoceras* am Ende der Phylogenie stehen: sie liegen in typisch verdrückter Form zuoberst in Schicht 7 des neuen Profils, darunter auch *Cosm. (Gulielmiceras) compressum* Qu. mit durchgehenden Schaltrippen, so daß man im Zweifel ist, ob das erwähnte *Cosm. annulatum* Qu. mit seinen Ohren aus *Cosm. (Spinicosmoceras) transitionis* Nikit. oder aus *Cosm. (Gulielmiceras) compressum* Qu. hervorgeht. Für letztere Ableitung spräche, daß die quere Verlängerung der Außenknoten, die für *Cosm. transitionis* Nikit. so charakteristisch ist, ferner die winklige Vereinigung von Innen- und Außenrippen an den Seitenknoten bei dem echten Annulatus Qu. fehlt. Die Stratigraphie erfährt aber ihrerseits auch eine Stütze durch die Phylogenie, da gleichzeitig mit den Annulatus-Formen in Schicht 7 zurückgebildete Formen vorkommen, so ein *Cosm. (Gulielmiceras)* affin. *compressum* Qu., das an der Wohnkammer die Seitenknoten verliert und damit auf Kepplerites-Vorfahren zurückgreift, eine Parallelform zu *Cosm. spoliatum* Qu., das aber anscheinend tiefer liegt (pyritisiert).

einer von Brinkmann (1929 b, S. 108) zu den „Kosmoceraten unsicherer Stellung" gerechneten Art.

Ich war zuerst geneigt, unsere neue Form dieser Buckman'schen als phylogenetisch jüngere Mutation anzuschließen, mußte mich aber an Hand einer in dreifacher Vergrößerung hergestellten Photographie, die ich durch gütige Verwendung des Herrn Spath dem Mus. of. Practic. Geol. in London verdanke, davon überzeugen, daß wichtige Gründe dagegen sprechen. Eine sehr wertvolle Ergänzung zu dem Lichtbild lieferte mir Herr Spath durch eine Bleistiftskizze der vorletzten Windung und der Nabelkante von *Katakosm. degradatum* Buckm., Taf. 53, Fig. 1 a, 1 b. Ich möchte den englischen Paläontologen für ihr liebenswürdiges Entgegenkommen an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aussprechen. Wir stellen hier zum Vergleich die Maßzahlen der Buckman'schen und unsere Form nachstehend nebeneinander.

	Katakosmoceras degradatum Buckm.		*Cosmoceras postremum* n. sp.	
	Äußere Windung	Vorletzte Windung	Äußere Windung	Vorletzte Windung
Durchmesser	97 mm	39 mm	53 mm	39 mm
Höhe üb. d. Naht	0,45	0,49	0,45	0,41
Dicke	0,25	0,31	0,30	0,25
Nabelweite	0,25	0,23	0,31	0,17

Cosmoceras (Katacosmoceras) degradatum, Buckman, 1925.

Buckman's Original stammt aus dem Oxford Clay von „Loch Staffin, Isle of Skye", an der schottischen Küste, aus einer Schicht rötlicher Knollen, über deren stratigraphische Stellung der Autor nicht im klaren war. Er führte daher sein *Katakosmoceras degradatum* mit Fragezeichen in der „hemera i-hoplistes" nach Cosmoceraten an, deren Namen nach Brinkmann (1929 b) synonym mit *C. duncani, C. gemmatum* und *C. proniae* sind.

Die ganze hochkomprimierte, involute Gestalt, der Skulpturbeginn in einem *Gemmatum*-Stadium mit groben Seitenknoten und der zwei- bis dreifachen Zahl von Nabelrippen, ferner die dichte, feine, subparallele, leicht zum Nabelrand konvergente Berippung der schottischen Form zeigen große Ähnlichkeit mit unserer fränkischen.

Zahlreiche, z. T. wesentliche, Unterschiede lassen mich aber die Buckmansche Art doch in eine andere Stammreihe stellen.

Abgesehen davon, daß es sich bei dem Original der Buckman'schen Art um eine wesentlich größere Form handelt, die bei einem Durchmesser von 97 mm gegenüber 53 mm unseres *C. postremum n. sp.* eben erst den Wohnkammerbeginn zeigt, weicht die Skulptur in wichtigen Punkten von derjenigen der fränkischen Form ab. Nach einem Beginn der Skulptur in einem modifizierten *Pollux*-Stadium, wie Buckman hervorhebt („Inner whorls show a kind of pollux-stage"), tritt an der vorletzten Windung ein Stadium gleichmäßig kräftiger, am Nabelrand leicht verdickter und von da etwas vorwärts gebogener Innenrippen auf, die an der Naht zur folgenden Windung kräftige Seitenstacheln tragen. Wie aus der Skizze von Herrn Spath hervorgeht (Taf. 53, Fig. 1 a), sind die übrigen Seitenknoten nur von Gestein verdeckt, so daß erst an der 8. Rippe, von der Bruchfläche aus nach rechts gezählt,

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

wieder die Anschwellung zum Vorschein kommt. Wenn in Betracht gezogen wird, daß es sich nach dem vorausgehenden Stadium vermehrter Nabelrippen, einer Art von *Gemmatum*-Stadium, wie bei unserer Form, nur um eine gebündelte Form handeln kann, dann muß man dieses Skulpturstadium der vorletzten Windung als „*Duncani*-Stadium" bezeichnen. Zwischengeschaltete schwächere Rippen, wie an der vorletzten Windung unserer fränkischen Form, fehlen vollkommen.

Auch die Skulptur der äußeren Windung weicht bei der schottischen Form wesentlich von der unserer fränkischen ab: Buckman's Abbildung, Fig. 2, läßt zwar am Nabelrand eine wulstige Anschwellung der Innenrippen vermuten, aber nach der eingehenden Untersuchung des Originals durch Herrn Spath „is no trace of tuberculation on the outer whorl (i. e. no ‚Umbonalknoten')". Vor allem zeigt aber Fig. 3 bei Buckman eine Außenseite ohne Außenfurche, dagegen schon vor dem Ende der Luftkammern (auf der Abbildung rechts) ein kantiges „Runcinaten-Stadium" und am Übergang zur Wohnkammer (auf der Abbildung in der Mitte) schon das gerundete Stadium mit Rippen, die ohne Unterbrechung über die Mitte der Außenseite hinwegziehen. Das ist ein *Enodatus*-Stadium, wenn man gleichzeitig die Kompression berücksichtigt, die stärker ist, als bei *Kepplerites calloviensis*. Nach Buckman'scher Nomenklatur, der sich auch Spath im wesentlichen anschließt, läge also bei *Katacosmoecras degradatum* Buckm. schon am Ende der Luftkammern das Stadium eines *Sigaloceras*, jedenfalls eines *Kepplerites*, vor und nicht das eines *C. (Zugocosmoceras) jason*. Nach Brinkmann ist aber *Keppl. enodatus* Nikit. die dem *C. jason* Rein. unmittelbar vorausgehende Form (Brinkmann, 1929 a, S. 128, Taf. II, Stammbaum, Taf. V, 1929 b, S. 42, 46). Immerhin wäre es gewagt, *C. degradatum* Buckm. als die unserem *C. postremum* n. sp. unmittelbar vorausgehende Form zu betrachten.

Cosmoceras (Zugocosmoceras) paragemmatum n. sp.

Kennzeichnung: Hochsechseckige, seitlich komprimierte und etwas abgeflachte Form, deren Windungen sich zur Hälfte umfassen. Am Windungsquerschnitt tritt außer den sechs Knoten, von denen sich nur die Außenknoten in Schärfe abzeichnen, während die Seitenknoten und die Nabelknoten mehr oder weniger stumpfbuckelig sind, die Nabelkante markant und mit steilem Abfall zur Naht hervor.

Die Skulptur ist nicht sehr kräftig, doch kräftiger und deutlich weitläufiger, als an der *Duncani*-Form der Reihe. Die an der Nabelwand rückwärts gerichteten Innenrippen biegen sich über die Nabelkante weg nach vorwärts und verlaufen ziemlich geradlinig zu den Seitenknoten, wobei sie sich kurz vor denselben etwas abschwächen. Von den Seitenknoten weg verlaufen sie als gebündelte Außenrippen etwas rückwärts und leicht gebogen nach außen, gegen die Außenknoten zu wieder etwas vorwärts gebogen. Die Teilungsstelle der Rippen an den Seitenknoten liegt in halber Höhe der Flanken.

Die Bündelung und Vermehrung der Innenrippen scheint sich bis auf die vorletzte Windung ausgedehnt zu haben, der Beginn der Einfügung durchgehender Schaltrippen bei unserem Bodendorfer Exemplar kündigt aber den Übergang der Form zu *C. postremum* n. sp. an.

Unterscheidung desselben von ähnlichen Arten.

Nach dem Entwicklungsprinzip der „Proterogenese" Schindewolf's (1929, S. 62, 63) ist das Zurückgreifen der Alterswindung auf die Ahnenmerkmale, ebenso wie bei *C. postremum* n. sp. für die Stammeszugehörigkeit von *C. paragemmatum* n. sp., entscheidend, es spricht für die Zugehörigkeit zur Untergattung *Zugocosmoceras* Buckman, emend. Brinkmann.

Da aber die *Jason*-Form in allen Stammreihen der Cosmoceraten primärer Art und nicht sekundär und der Systematik zuliebe, etwa der Bradymorphie[9]) wegen, abgetrennten Nebenreihen, vertreten ist,[10]) so ist auch auf solche Arten zu achten, die an der Wohnkammer ein *Jason*-ähnliches Skulpturstadium erkennen lassen. Das ist der Fall bei *Katakosmoceras degradatum* Buckm., von dem wir aber *C. postremum* n. sp. bereits oben phyletisch getrennt haben. Die Wohnkammer der Buckman'schen Art stellt ein *Kepplerites*-Stadium ähnlich dem des *Keppl. (Sigaloceras) enodatus* Nikit. dar, müßte sich also zu *C. postremum* n. sp. und zu *C. paragemmatum* n. sp. etwa so verhalten, wie *C.* geminatum Buckm. zu *C. gemmatum* (Phil.), Brinkm. e. p.

C. geminatum Buckm. greift an der Wohnkammer auf das primitive zweiteilige Skulptur-Stadium der Keppleriten zurück, wie es für gewisse, dem *Keppl. toricellii* Opp. ähnliche Klein- und Jugendformen charakteristisch ist (vgl. die Wohnkammern der *Duncani*-Formen bei Quenstedt, 1887, S. 720, Taf. 83, Fig. 25 und bei Brinkmann, 1929 a, S. 90, Taf. 1, Fig. 7—8 mit *Keppl.* f., Parona & Bonarelli, 1897, S. 171, Taf. 8, Fig. 2, 2 a, 2 b).

C. gemmatum (Phil.) emend. Brinkmann, 1929 b, S. 97, e. p. greift auf eine dreiteilige, onto- und phylogenetisch weiter vorgeschrittene *Kepplerites*-Form zurück, die auch Brinkmann, 1929 b, S. 101, als „*Kosm. gowerianum* recht ähnlich" bezeichnet.

Cosmoceras duncani var., Lahusen, 1883, S. 57, Taf. 7, Fig. 10, endigt zwar ganz ähnlich wie *C. paragemmatum* n. sp. mit einer wellig-subparallelen, dichten Berippung, aber dieser geht ein glattes Stadium voraus, es fehlen dieser terminalen Skulptur die Nabelknoten, und die starke Evolution weicht von der involuten Gestalt unserer Form wesentlich ab.

9) *Spinicosmoceras* Buckman ist, wie der Trennungsschnitt zwischen *C. gulielmii* und *C. castor* lehrt, lediglich der Bradymorphie wegen als Nebenreihe abgetrennt. Wie aber die Varietäten des *Keppl. hexagonus* Loewe im „Lager des *Keppl. gowerianus*" C. Dorn's von Ebermannstadt (C. Dorn, Ebermannstadt, 1921, S 8), der sich aus hier nicht zu erörternden Gründen in der Fränk. Alb als Stammform der ohrentragenden Cosmoceraten erweist, lehren, ist dort noch die lückenlose Verbindung der *Castor*- und *Gulielmii*-Form vorhanden. Die Trennung in der Systematik ist ebenso künstlich, wie die von *Hecticoceras* im mittleren Kellaway durch Spath in *Putealiceras* und *Sublunuloceras* (Spath, Revision, 1927, S. 100, 102, 103).

10) *C. gulielmii* Sow. besitzt in der tachymorphen Varietät eine ausgesprochene *Jason*-Form. *C. subnodatum* Teiss. ist die *Jason*-Form einer Reihe, in welcher sich auch *C. geminatum* Buckm., *C. gemmatum* Phil., emend. Brinkmann, 1929 b, e. p., u. a. befinden.

C. gemmatum Phil. und *Epicosmoceras* n. subgen.

Die Auslegung von *C. (Cosmoceras) gemmatum* Phil., emend. Brinkmann, 1929 b, S. 97—98, ist nach seiner Synonymen-Liste eine so weite, daß man diese Art in seiner Auffassung als polyphyletisch bezeichnen muß.

Nach der Abbildung bei Phillips, namentlich 1835, Yorkshire Coast, S. 113, Taf. 6, Fig. 17, muß ich diese Art in eine Nebenreihe von *C. subnodatum* Teiss. und *C. (Bikosmokeras) geminatum* Buckm. stellen, deren Vertreter einer von außen nach innen zurückgreifenden Reduktion verfallen. Die Außenrippen legen sich nach hinten zurück und schwellen keulenförmig an, während die Außenknoten ohrlappenförmig in die Länge gezogen werden.

Für die Form mit normalen, leicht gebogenen Rippen und spitzigen Knoten, die in der Reihe *C. subnodatum-geminatum-spinosum* steht, ist der Name *C. balticum,* Krenk. (1915, *Cosmoceras balticum,* Krenkel, S. 279, Taf. 21, Fig. 1) in Vorschlag zu bringen. Aus Gründen der Priorität gebührt ihm vor *Cosm. (Hoplicosmoceras) hoplistes,* Buckm. (1924, *Hoplikosmokeras Hoplistes,* nov., Buckman, T. A. V., Taf. 488) der Vorrang. *Cosm. balticum* Krenk. liegt uns in einer phylogenetisch älteren (anterior-) Form aus der Castor-Pollux-Zone von Lautlingen in Württemberg vor. Das gut erhaltene Exemplar befindet sich in der Naturaliensammlung in Stuttgart.

Die Duncani-Form dieser Reihe ist *C. jenzeni* Teiss., Teisseyre, 1884, S. 569, Taf. 4, Fig. 22 a, b, c, 24, 25, einschließlich *Cosm.* n. f. aff. *transitionis* Nik., Teisseyre, ebenda S. 567, Taf. 4, Fig. 21 a, b, c. Die Ähnlichkeit der verlängerten Außenknoten mit denen von *C. gemmatum* Phil. ist unverkennbar. Daß die Außenrippen noch nicht keulenförmig geworden sind, entspricht einfach der phyletischen Stellung dieser *Duncani*-Form, die ja eine Vorstufe von *C. gemmatum* Phil. ist.

Die große Ähnlichkeit der Skulpturmerkmale mit denen von *Epipeltoceras* Spath (1924, s. Prieser, 1937, S. 98) legt es nahe, die im Folgenden aufgezählte Gruppe von Cosmoceraten als *Epicosmoceras* n. subgen. zu unterscheiden.

Definition: Cosmoceraten mit ganzrandigem Mundsaum und keulenförmig umgebildeten Rippen, sowie lappenförmig verlängerten Außenknoten bei einem Zurückgreifen der neuen Merkmale in der Onto- und Phylogenie von den erwachsenen auf die Jugendwindungen.

Genotypus: *Epicosmoceras fuchsi* Neum. sp. (1871, *Aspidoceras fuchsi,* Neumayr, S. 45, Taf. 15, Fig. 3, 4).

Übergeordnete Gattung und Stammeseltern: *Cosmoceras* s. str., emend. Brinkmann, 1929, b, e. p.

Stratigraphische Verbreitung: Castor-Pollux-Zone.

Ich erwähne aus der Literatur noch folgende Formen, die hierher gehören:

1871 *Aspidoceras fuchsi* Neum., Neumayr, Balin, S. 45, Taf. 15 Fig. 3, 4.

1883 *Cosmoceras castor* Rein. var., Lahusen, Rjasan, S. 579, Taf. 8, Fig. 4 a, b.

1883 ? *Cosmoceras aculeatum* Eichw., Lahusen, Rjasan, S. 59, Taf. 7, Fig. 14 a, b.

1884 *Cosmoceras jenzeni,* Teisseyre, Rjäsan, S. 569, Taf. 4 Fig. 22 a, b, c, 24, 25.

1884 *Cosmoceras* n. f. *transitionis* Nik., ebenda, S. 567, Taf. 4 Fig. 21 a, b, c.

1884 *Cosmoceras* n. f. *jenzeni* Teiss. — *fuchsi* Neum., ebenda, S. 573, Taf. 5, Fig. 35 a, b.

? 1887 *Amm. ornatus* Schloth., Quenstedt, Amm., S. 728, Taf. 84, Fig. 18 e. p.

1915 *Cosmoceras castor* var. *bizeti* nov., Douvillé, Cosmocératidés, S. 39, Taf. 11, Fig. 1, 6 a, b.

1915 *Cosmoceras couffoni* nov. sp., ebenda, S. 35, Taf. 13, Fig. 4.

1932 *Cosmoceras* sp. ind. aff. *duncani* Sow., Pakuckas, S. 47 (83), Taf. 4, Fig. 1, 1 a.

Teisseyre (1884, S. 573) hatte mit seiner phyletischen Verknüpfung der von Brinkmann (1929 b, S. 90) als *Kosmoceras (Kosmoceras)* m. f. *pollucinum* Teiss. - *Duncani* Sow. gedeuteten Entwicklungsform dieser reduzierenden Reihe zweifellos recht. Brinkmann ging dabei von einer Auffassung aus, die auch bei anderen Arten stets Sammelbegriffe und polyphyletische Gruppen schafft (s. *Kepplerites gowerianus* Sow., *Zugocosmoceras jason* Rein. u. a.). Er setzte die Teisseyresche Übergangsform wesentlich tiefer in ihrer Entwicklungsreihe an. Mit *C. pollucinum* Teiss. ist der Ausgangspunkt richtig angegeben, wie uns die Untersuchung der in Betracht kommenden Formen der überaus breit variierenden, die Bradymorphie, Epistase und Reduktion, aber auch — und das hängt entschieden mit dem Kleinwuchs dieser fränkischen Ammoniten zusammen — die Abspaltung von Nebenreihen fördernden Fauna zeigte.

Es kann der Nachweis erbracht werden, daß in der *Castor-Pollux*-Zone von Bodendorf von der rectecostaten und in der Hauptreihe dreiteilig berippten *Subnodatum-Geminatum*-Reihe sich eine zweiteilig berippte Nebenreihe abspaltet, deren Außenrippen sich, was sogar während der Ontogenie ein und desselben Individuums beobachtet werden kann, nach rückwärts legen, weiter auseinander treten und, ebenso wie die Seitenknoten, anschwellen und schließlich keulenförmig werden. Die Teilung der Rippen ist dabei schon in der tachymorphen *Jason*-Form der jugendlichen Windungen eine *Pollucinum*-ähnlich gelockerte, die Windungsdicke nimmt während dieses Vorganges oft förmlich überstürzt zu. Die Umwandlung scheint sich bei manchen Formen mit der Rückwärtsbiegung und Verdickung der oft Komma-förmig gebogenen Außenrippen zu begnügen, während bei anderen Individuen gegen das Ende der Luftkammern plumpe Formen entstehen.

Die Kleinformen der fränkischen *Castor-Pollux*-Zone müssen m. E. als Äquivalente der großwüchsigen Formen gleichaltriger Ablagerungen anderer Gebiete betrachtet werden.

Mit dem Unterschied der Wuchsgröße ist vielfach ein Unterschied in der Entwicklung der Formen, vor allem in der Variationsbreite, verbunden.

In diesem Zusammenhang ist das gesetzmäßige Verhalten zu erwähnen, das von mir (Model, 1914, S. 11—12) als Erscheinung der „Frühreife der Fauna" bezeichnet wurde. Mit dem Kleinwuchs der Fauna in der Pyrit-Fazies der *Calloviensis - Jason* - Schichten von Ützing fand sich die Vergrößerung der Variationsbreite, das Auftreten von „Frühformen" auf der einen Seite als Ausdruck einer „fördernden Wirkung", der Kleinwuchs, verfrühtes Altern u. a. als Ausdruck einer „hemmenden und schwächenden Wirkung" auf der anderen Seite.

Das ist in der kleinwüchsigen Fauna der süddeutschen *Castor-Pollux*-Zone in noch viel höherem Maße der Fall.

Dort reicht bei den Cosmoceraten die Variationsbreite in allen primären, nicht künstlich um der Systematik wegen getrennten Stammreihen, von einem *Jason*- bis zu einem *Pollux*-Stadium.

Die *Jason*-Form von *Cosmoceras* s. str., *Cosm. subnodatum* Teiss., erreicht an den verhältnismäßig großwüchsigen Exemplaren der *Castor-Pollux*-Zone von Rjäsan in Rußland nach Teisseyre (1884, S. 550) noch das „Runcinaten-Stadium" einer *Kepplerites*-Form.

Bei den kleineren Exemplaren der *Castor-Pollux*-Zone von Bodendorf gelangt die Entwicklung der gleichen Art nur bis zur Vorstufe des „Runcinaten-Stadiums", zu Brückenrippen.

In der Reihe der Cosmoceraten (*Cosmoceras* s. str., emend. Brinkmann, 1929, e. p) mit keulenförmig verdickten Außenrippen und lappenförmig verlängerten Außenknoten, wie sie Lahusen (1883, *Cosmoceras castor* Rein. und *castor* Rein. var., Lahusen, S. 60, Taf. 8, Fig. 1—4) darstellt, gelangt bei gleichwertiger Mutation (l. c. Taf. 8, Fig. 4 a, b) die Entwicklung noch nicht zur Verschmelzung der Bündelrippen, während bei den kleineren Exemplaren von Bodendorf [11]) und Lautlingen [12]) die Keulenform von Außenrippen, welche denen von *Cosm. fuchsi* Neum. ähnlich sind, schon fertig ausgebildet sind.

Erst an der zugehörigen *Pollux*-Form [13]) (1883, Cosm. pollux Rein., Lahusen, S. 61, Taf. 8, Fig. 7 a, b, von *Cosm. (Spinicosmoceras) pollux* Rein. durch die Keulenform der Außenrippen unterschieden) ist die Umwandlung der Außenrippen fertig vollzogen.

Es liegt äußerst nahe, in diesen Unterschieden der Formbildung eine Wirkung gesetzmäßiger Art zu sehen, die in Beziehung zum Größenwuchs zu bringen und als „Äquivalenzerscheinung" der Entwicklung aufzufassen sein dürfte.

Für den Vergleich mit der neuen Art *Cosm. (Zugocosmoceras) paragemmatum* n. sp., ist noch der *Amm. ornatus annulatus* Qu. (s. o. S. 18—19) heranzuziehen, dessen durchgehende Schaltrippen in ähnlicher Weise auch bei *Cosm. postremum* n. sp. festzustellen sind.

Bei *Amm. ornatus annulatus* Qu. fehlt aber die Nabelkante, die bei *Cosm. postremum* n. sp. und bei *Cosm. paragemmatum* n. sp. sehr deutlich ausgeprägt ist.

---

11) Mit der Nr. 30 037 im Brit. Museum in London.

12) In der Naturaliensammlung in Stuttgart.

13) Das gleiche *Pollux*-Stadium dieser Reihe befindet sich in der Sammlung Rollier an der Techn. Hochschule in Zürich und in der Sammlung Gebhard in Lauf bei Nürnberg vertreten, Fundort jedesmal Bodendorf.

Die Nabelkante der Gattung *Zugocosmoceras*

Die Nabelkante ist ein Rassenmerkmal der Untergattung *Zugocosmoceras*, es fehlt nach Brinkmann, 1929 b, S. 81, bei *Cosm. spinosum* und *gemmatum*.

Brinkmann stellt an gleicher Stelle eine Nabelkante mit der Angabe „Nabelband steil, scharf abgesetzt" noch fest bei

Cosm. (Anakosmoceras, emend. Brinkmann) *compressum,* Qu.
Cosm. (Cosmoceras, s. str.) *pollucinum* Teiss., emend. Brinkmann
Cosm. (Cosmoceras, s. str.) *duncani* Sow., emend. Brinkmann
Cosm. (Cosmoceras, s. str.) *rowlstonense* Young & Bird, emend. Brinkmann

Unter diesen Formen befindet sich keine *Gemmatum-* und *Spinosum*-Form, wohl aber können für drei derselben Beziehungen zu *Jason*-Formen nachgewiesen werden.

Cosm. compressum Qu. sp. entwickelt sich aus *Cosm. gulielmii* Sow., das als die *Jason*-Form der Cosmoceraten mit einem Ohr des Mundsaumes betrachtet werden muß.

Cosm. pollucinum Triss. ist als Form mit gelöster Rippenteilung auch in der Untergattung *Zugocosmoceras* in der *Castor-Pollux*-Zone von Bodendorf vorhanden, ist also zum mindesten diphyletisch.

Cosm. duncani Sow. gehört u. E. in die Untergattung *Zugocosmoceras,* die *Duncani*-Form ist aber auch in der Gattung *Cosmoceras,* s. str., vertreten als *Cosm. geminatum* Buckm.

Diese erwähnten Formen stehen alle mit einer *Jason*-Form ihrer Stammreihe in Verbindung und haben deren Nabelkante als „tachymorphe" Mutationen behalten.

Nur die *Jason*-Reihe, s. str., die Untergattung *Zugocosmoceras,* Buckm., emend. Brinkmann, e. p. behält aber die *Jason*-Form auch in den phylogenetisch fortgeschrittensten Entwicklungsstadien, im *Gemmatum-* und *Spinosum*-Stadium. Mit der Persistenz der *Jason*-Gestalt und der „Tachymorphie" ist offenbar hier auch die Persistenz der Nabelkante verbunden.

Bei *Cosm. (Katakosmoceras) degradatum* Buckm. ist das Vorhandensein der Nabelkante mit dem Zurückgreifen der Form auf ein *Enodatus*-Stadium erklärt.

Bei *Cosm. rowlstonense* Young & Bird endlich (nach Brinkmann, 1929 b, S. 95, einschließlich *Cosm. kuklikum* Buckm. und *Cosm. deficiens* Buckm.) scheint die Persistenz in einer eigenartigen „tachymorphen" Form und damit die Persistenz der Nabelkante im Sinne der „fixed Types" von J. P. Smith (1914, S. 11) zu erklären zu sein.

Erläuterung zu der abgebildeten *Reineckeia*

Die jüngsten Vertreter der Gattung *Reineckeia,* Zittel, in der Fränkischen Alb

Nach Darstellung der englischen Autoren Buckman (1924—1927) und Spath (1928) endigt die Phylogenie der Gattung *Reineckeia,* Zittel, mit der Gruppe *Collotia,* Buckman.

Unsere Untersuchungen im süddeutschen Kellaway machen, besonders auf Grund des Materials aus den Lamberti-Schichten von Trockau, eine Einschränkung dieser Anschauungen dahin nötig, daß nach *R. (Collotia) fraasi* Opp. eine rückläufige Entwicklung stattfindet in der Richtung auf *Kellawaysites—Reineckeites*.

Vorauszuschicken ist, daß die Angabe von Reuter (1908, S. 45) daß *R. fraasi* Opp. schon in der Castor-Pollux-Zone von Bodendorf-Trockau vorkomme, ein Irrtum ist. Diese Angabe war dazu geeignet, den unbestreitbaren Wert der *R. fraasi* Opp. als Leitfossil des Oberen Kellaways, und zwar der Lamberti-Schichten, zu diskreditieren (vgl. Spath, 1933, S. 763).

Der Name *Reineckeia fraasi* Opp. ist auf Oppel, 1862, S. 154, Taf. 48, Fig. 6 a, 6 b zu beschränken, setzt also subparallel konvergent zum Nabelrand verlaufende ungeteilte Rippen voraus. Die Fig. 4 a, 4 b, 5 a, 5 b gehören einer m. W. bisher nur aus den unteren *Spinosum*-Horizonten der Schwäb. Alb (Öschingen) bekannten fortschrittlichen *Collotia* an, die sich in der Richtung auf die „Polyschizotomie" (vgl. Schindewolf, 1928, S. 153) entwickelt.

R. (Collotia) fraasi Opp., in dieser Art definiert, findet sich von Schicht 3 bis 6 unseres Profils von Trockau, in den unteren Schichten manchmal mit Kiesharnisch, gegen oben phosphoritisch, anscheinend aber nicht verdrückt.

Die von uns Taf. 51, Fig. 2, 2 a, zunächst als Beispiel eines echten „Gerölls" abgebildete *Reineckeia,* die uns in 6 Exemplaren, alle aus Schicht 6, vorliegt, im größten Exemplar bis über 110 mm im Durchmesser, zeigt in ihrer Ontogenie eine „Abbreviation" bei gleichzeitiger epistatischer Verlängerung des jugendlichen Ancepsstadiums und eine rückläufige Entwicklung des Altersstadiums.

Das primitive Coronatenstadium ist bis zu einem Durchmesser von 15 mm verlängert, aber zweiteilig berippt, wie die der *R. anceps* in der Calloviensis-Zone vorausgehende *R. subanceps,* Greif (1914, nach meiner Veröffentlichung, *Reineckeia subanceps,* nov. sp., Greif, O., S. 12, 16, 28), bisher nom. nud.

Das *Reineckeites*-Stadium ist völlig ausgefallen, das eigentliche *Collotia*-Stadium mit den weitläufig stehenden Knötchen ist auf eine Strecke von ½ cm verkürzt, dann folgt ein Stadium dichter, spitzwinklig in der Nähe des Nabels zweigeteilter, vorwärtsgebogener Rippen, öfters von Schaltrippen unterbrochen.

Dieses Skulpturstadium, das das Coronatenstadium wieder verlängert und schon an den Luftkammern auf ein *Kellawaysites*-Stadium, nach Art der Rippenteilung auch manchen Formen der *Hungarica*-Gruppe ähnlich, zurückgreift, ist nur aus rückläufiger Entwicklung zu erklären. Das *Reineckeites*-Stadium ist dabei übersprungen, das *Collotia*-Stadium gekürzt.

Das jüngste mir bekannte Vorkommen stammt aus der Transversarius-Zone, Schicht der „Marmorkalkblöcke" C. Dorn's (1916, S. 107) von Götzendorf bei Ebermannstadt und gehört zu einer *Reineckeia,* deren Wohnkammerbruchstück, mit *R. eusculpta* Till, bei Loczy, 1915, S. 122, Taf. 8, Fig. 5, völlig übereinstimmt. Das ist eine Form der *Hungarica*-Gruppe *(Reineckites—Kellawaysites).*

Die Verlagerung des Gabelpunktes der Rippen, die hochtrapezförmige Windungsform sprechen für die gleiche Entwicklungsrichtung, wie nach Prieser (1937, S. 133) bei *Peltoceras* Waag.

Zusammenfassung der Ergebnisse

A) Die *Lamberti*-Schichten von Trockau in Oberfranken.

I. Erhaltungszustand, Petrographie und Fazies

1. Die *Lamberti*-Schichten sind in dem untersuchten Gebiet der Fränk. Alb größtenteils wohl erhalten, doch nur einwärts des Gebirgsrandes unter der schützenden Decke des Weißjura-Kalkes.

2. Die sekundären Zerstörungen der Ablagerungen, die „Geröll-Lagen" Reuter's (1908), gehören zum größten Teil dem äußersten Gebirgsrand an und sind auf terrestrisch-atmosphärische Einflüsse, nicht auf marine einer Abrasion, zurückzuführen.

3. Eine Ausnahme davon macht nur der schwache „Horizont der *Reineckeia fraasi* Opp.", welcher echte „Phosphoritgerölle" enthält.

4. Die Hauptmasse der in den „Geröll-Lagen" enthaltenen phosphoritischen Splitter und Windungssegmente von Ammoniten sind als „Pseudogerölle" zu betrachten, die im unzerstörten Tonmergelschiefer, „in situ", noch im Zusammenhang mit den übrigen Teilen der mehr oder weniger verdrückten Ammoniten angetroffen werden. Zur Erklärung dürfte eine rasche Sedimentation bei bewegtem Wasser angenommen werden, was zu ungleichmäßiger Füllung der Schale geführt hat.

5. Petrographisch handelt es sich bei den Ablagerungen der *Lamberti*-Schichten um Tonmergelschiefer, der im unteren Teil nur vereinzelt in den inneren Windungen pyritisierte, sonst überwiegend phosphoritische und verdrückte Ammoniten enthält, während im oberen Teil der Schichten verdrückte Ammoniten überwiegen und oberhalb der Fraasi-Horizonte ausschließlich vorhanden sind.

II. Stratigraphie und Faunistik

1. „*Lamberti*-Schichten" und „*Spinosum*-Horizonte" fallen im wesentlichen zusammen, die Leitfossilien beginnen schon mit dem großen *Athleta* zusammen.

2. Die Peltoceraten beginnen früher als die Quenstedtoceraten und als *Cosm. spinosum* Sow. und endigen bei Trockau früher als diese. Oberhalb der *Fraasi*-Horizonte wurden von uns keine Peltoceraten mehr gefunden.

3. Die Faunenmischung des Oberen Kellaway von Trockau entspricht im wesentlichen dem „Divesien" des nordwestlichen Frankreich.

4. Vielfach zeigt sich erneut Übereinstimmung mit der Schwäb. Alb (vgl. Model-Kuhn, 1935 a, S. 341).

5. Das gesamte Obere Kellaway stellt eine überwiegend nektonische Ammonitenfazies dar, die in dem vom „Ornatenton" Quenstedt's bekannten Maß benthonische Elemente enthält.

Posidonomya ornati Qu. scheint durch alle Horizonte hindurchzugehen. Kleine Korallen finden sich, wie in dem „Korallenlager" Allmendinger's in der Göppinger-Kirchheimer Alb (Model-Kuhn, 1935 a, S. 341—342), in der Ammoniten-Brekzie an der Basis des Oberen Kellaway zusammen mit großwüchsigen Reineckeien, Peltoceraten u. a.

6. Der Größenwuchs der Ammoniten nimmt von den unteren *Athleta*-Schichten nach oben bedeutend ab, so daß sich oberhalb der *Fraasi*-Horizonte nur mehr kleinwüchsige Formen fanden.

7. Die Entwicklung gewisser Peltoceraten scheint rasch in der Richtung auf *Aspidoceras* vor sich zu gehen, wie Großformen von *Peltoceras* sp., tendens ad *Aspidoceras hirsutum* Bayle und von *Aspidoceras* affin. *babeaui* d'Orb. beweisen.

8. Für die obersten Horizonte sind die *Annulatus*-Formen von *Cosmoceras* s. str. und *Spinicosmoceras,* ferner Formen mit rückläufiger Entwicklung bei *Gulielmiceras* und *Reineckeia (Collotia)* kennzeichnend.

III. Spezielle Faunistik

1. Die weit vorgeschrittene Entwicklung der Cosmoceraten in den *Lamberti*-Schichten von Trockau geht aus dem Auftreten von bis jetzt unbekannten Formen hervor, die nach einem *Spinosum*- oder *Gemmatum*-Stadium an der Wohnkammer in einem hochkomprimierten *Jason*-Stadium mit dichten, feinen Rippen, ausgeprägten rundlichen Nabelknoten und erhaltener Außenfurche endigen.

2. Mit der Phylogenie dieser Formen stimmt überein, daß das im *Spinosum*-Stadium stehende Exemplar im *Fraasi*-Horizont, Schicht 6 des neuen Profils, lag, während die Übergangsform vom *Gemmatum*- zum *Spinosum*-Stadium wesentlich tiefer gefunden wurde.

   Die Formen werden mit den Namen *Cosmoceras (Zugocosmoceras) postremum* n. sp. und *Cosmoceras (Zugocosmoceras)* m. f. *paragemmatum* n. sp. — *postremum* n. sp. als jüngste phylogenetische Stadien der *Jason*-Reihe oder von *Zugocosmoceras,* Buckman, emend. Brinkmann e. p., betrachtet.

3. Da diese Formen innerhalb von *Zugocosmoceras* gleichwertige phylogenetische Stadien, wie *Cosm. spinosum* Sow. und *Cosm. gemmatum* Phill. innerhalb der Untergattung *Cosmoceras,* s. str., emend. Brinkmann, 1929, sowie *Cosm. (Spinicosmoceras) transitionis* Nikit. und *Cosm. (Spinicosmoceras) annulatum* Qu. subsp. e. p. zu sein scheinen, ist durch ihren Nachweis ein weiterer Beitrag zu dem Parallelismus der Entwicklung der Cosmoceraten geliefert.

4. Als rassisches Merkmal der Zugehörigkeit zu *Zugocosmoceras* wird das Vorhandensein einer Nabelkante bei beiden Formen im Gegensatz zu *Cosmoceras spinosum* Sow. und *Cosm. gemmatum* Phill. nachgewiesen.

5. Für den Typus von *Cosm. gemmatum* Phill. wird wegen des Vorhandenseins zurückgebogener, keulenförmig verdickter Außenrippen und lappenförmig verlängerter Außenknoten die Zugehörigkeit zu einer Reihe von Formen angenommen, die dasselbe Skulpturmerkmal besitzen und aus dem Schrifttum angeführt werden *(Epicosmoceras,* n. subgen.)

B. Anhang: *Castor-Pollux*-Zone und *Obductus*-Lager

Bei näherer Vergleichung der Schichten des mittleren Kellaway in der Göppinger-Kirchheimer Alb mit der *Castor-Pollux*-Zone der Fränkischen Alb ergeben sich verschiedene gemeinsame Züge, die mich zur Aufstellung des nachfolgenden Vergleichs veranlassen.

Obductus-Lager der Göppinger-Kirchheimer Alb	*Castor-Pollux*-Zone der Fränkischen Alb
Keine Bündelrippenbildung bei *Cosmoceras*	Vorzugsweise Bündelrippenbildung bei *Cosmoceras*
Überwiegen tachymorpher Formen bei *Cosmoceras*	Überwiegen bradymorpher Formen bei *Cosmoceras*
Gulielmites obductus Buckm. in großer Form	*Gulielmites obductus* Buckm. in kleiner Form
Oecoptychius refractus Rein. an der Basis des *Obductus*-Lagers (Maximum der Individuen)	*Oecoptychius refractus* Rein. an der Basis der *Castor-Pollux*-Zone (Maximum der Individuen)
„*Reineckeia*-Lager" an der Basis des *Obductus*-Lagers; Maximum der Individuen der *Reineckeia anceps, greppini* u. a., geht dem großen *Jason* und *Obductus* voraus, das „Reineckeian" geht also dem „Cosmoceratan" voraus, wie in England nach Buckman	*Reineckeia* auf die ganze Zone verteilt, Maximum der Individuen zugleich mit dem Höhepunkt der Cosmoceraten „*Reineckeian*" und „*Cosmoceratan*" fallen zusammen
Begleitfauna:	Begleitfauna:
Phlycticeras pustulatum Rein.	*Phlycticeras pustulatum* Rein.
Hecticoceras punctatum Stahl	*Hecticoceras punctatum* Stahl
Hecticoceras pseudopunctatum Lah.	*Hecticoceras pseudopunctatum* Lah.
Hecticoceras suevum Bon. u. a.	*Hecticoceras suevum* Bon. u. a.
Pseudoperisphinctes in reicher Entwicklung	*Pseudoperisphinctes* fehlt
Perisphinctes vereinzelt	*Perisphinctes* in einer einzigen Form, selten
Erymnoceras fehlt	*Erymnoceras* zahlreich vorhanden

An diesem Vergleich fällt als gemeinsam für das „*Obductus*-Lager" der Göppinger-Kirchheimer Alb und der unteren Schichten der fränkischen *Castor-Pollux*-Zone vor allem die Übereinstimmung der Basis auf, an welcher in beiden Gebieten das „Lager des *Oecoptychius refractus*" liegt. Dieses Lager ist in der Göppinger-Kirchheimer Alb vereinigt mit dem „Hauptlager von

Reineckeia" in der phylogenetisch älteren *Anceps*-Reihe, während in der Fränkischen Alb die Reineckeien der gleichen Gruppe über die Schichten der ganzen *Castor-Pollux*-Zone verteilt sind. Auch *Phlycticeras pustulatum* Rein. ist den schwäbischen und fränkischen Schichten dieser Gebiete gemeinsam. Gemeinsam ist auch bei *Hecticoceras* das gehäufte Auftreten von *H. punctatum* Stahl, *pseudopunctatum* Lah., *suevum* Bon., so daß gleiche Entwicklungsphasen verschiedener Ammonitenstämme als gleichzeitige Momente der Phylogenie erscheinen.

Ein bedeutender Unterschied ist aber bei den Cosmoceraten festzustellen. Die *Jason*-Form ist zwar in beiden Ablagerungen in ihrer Diphylie vertreten, sowohl als *Gulielmites jason* Rein. und *G. obductus* Buckm., als in der erst in den höheren Schichten aus *Keppl. enodatus* Nik. entstandenen Form des *Zugocosm. sedgwickii* Pratt. Obwohl die Variationsbreite des *Zugocosm. sedgwickii* Pratt im „*Obductus*-Lager" der Göppinger-Kirchheimer Alb eine so bedeutende ist, daß es sogar zur Bildung einer *Castor*-Form kommt (Quenstedt, 1858, Taf. 69, Fig. 35), entstehen keine weiteren Arten, so daß die Cosmoceraten mit *Anacosm. gulielmii* Sow. zusammen auf vier Arten beschränkt bleiben.

In der fränkischen *Castor-Pollux*-Zone findet dagegen eine außerordentlich mannigfaltige Entwicklung der Cosmoceraten statt, namentlich zu brady-morphen Formen und zu Reduktionsbildungen.

Es ist möglich, daß diese verschiedenen phylogenetischen Vorgänge synchron sind und sich gegenseitig vertreten, also als gleichwertig aufzufassen sind. Im „*Obductus*-Lager" der Göppinger-Kirchheimer Alb erreichen die Cosmoceraten eine bedeutende Größe, bleiben aber auf wenige Arten beschränkt. In der fränkischen *Castor-Pollux*-Zone dagegen ist die ganze Fauna ausgesprochen kleinwüchsig, erreicht aber eine äußerst mannigfaltige und in ihren Horizonten sich rasch verändernde Variation und Mutation. Dieser Zustand ist zugleich mit dem Individuenreichtum und der Abkürzung der Entwicklung, sowie der Häufigkeit der Reduktionsbildungen verbunden, Merkmale der „Frühreife der Fauna", wie wir es früher für die Pyritfazies des fränkischen Kellaways schon dargelegt haben (Model, 1914, S. 11—14).

Es steht m. E. nichts im Wege, das „*Obductus*-Lager" der Göppinger-Kirchheimer Alb als eine gleichzeitige Ablagerung mit den unteren Horizonten der fränkischen „*Castor-Pollux*-Zone" zu betrachten, zumal diese beiden Ausbildungen in Süddeutschland an keinem Ort gemeinsam, d. h. übereinander gefunden werden. Wir haben bei den Grabungen im fränkischen und schwäbischen Ornatenton besonderes Augenmerk auf den Nachweis der „*Castor-Pollux*-Zone" Reuter's gerichtet und haben auch diese Zonenausbildung, außer im Osten der Fränkischen Alb, an Sammlungsmaterial schwäbischer Herkunft und damit für die betreffenden Orte der Schwäbischen Alb nachweisen können: nirgends kommt sie an einem Ort zusammen mit dem „*Obductus*-Lager" vor. Da, wo die „*Castor-Pollux*-Zone" vertreten ist, fehlt das „*Obductus*-Lager", und umgekehrt.

In der Fränkischen Alb wurde andererseits das „*Obductus*-Lager" von uns nur am Leyerberg nachgewiesen (Model, 1934 a, S. 3; Model-Kuhn, 1935 b, S. 470), wo es mit *Erymnoceras* aff. *coronoides* Qu. sp., einer vom Unteren Oxford und Ober-Kellaway bekannten Art, etwa 6 m über den Macrocephalen-Tonen liegt. Wir konnten an unserer Grabungsstelle am Leyerberg (Bremenhof) keinen Nachweis von der *Castor-Pollux*-Zone erbringen.

C. Schriften

Bayle, E.: Fossiles principaux des terrains. — Expl. carte géol. France, **4**, 1. Paris 1878.

Beurlen, K.: Funktion und Form in der organischen Entwicklung. — Naturwiss. **20** 1932.

Brasil, L.: Les genres *Peltoceras* et *Cosmoceras* dans les couches de Dives et de Villers-sur-Mer. — Bull. soc. géol. Normandie, **17**, S. 36. 1896.

Brinkmann, R.: Der ostpreußisch-litauische Dogger und Unteroxford. — Mitt. geol.-paläontol. Inst. Univ. Königsberg i. Pr., N. F. (seit 1915) **70**. Schr. phys.-ökon. Ges. Königsberg i. Pr., **65**, S. 49. Königsberg i. Pr. 1926.

— : Statistisch-biostratigraphische Untersuchungen usw. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., N. F. **13**, 3. Berlin 1929 (1929 a).

— : Monographie der Gattung *Kosmoceras*. — Ebenda, **13**, 4. Berlin 1929 (1929 b).

Buckman, S. S.: Type Ammonites. — P. 3—7. London 1921—1927.

Dorn, C.: Beiträge zur Stratigraphie der Grenzschichten vom Braunen zum Weißen Jura am Westrande der „Fränkischen Schweiz". — Sber. phys.-med. Soz. Erlangen, **48**, S. 89. Erlangen 1916.

— : Zur Stratigraphie des mittleren und oberen Doggers in der Umgebung von Ebermannstadt (Nördliche Frankenalb). — Ebenda, **52—53**, S. 1. Erlangen 1921.

Dorn, P.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern, Blatt Gräfenberg, Nr. 162. — München 1928.

— : Die Ammoniten des Unteren Malm der Frankenalb. — Palaeontographica, **73—74**, S. 1. Stuttgart 1930.

Douvillé, R.: Etudes sur les Cosmocératidés . . . etc. — Mém. expl. carte géol. France. Paris 1915.

Eichwald, E.: Lethaea rossica ou Paléontologie de la Russie. — Seconde vol. Stuttgart 1865—1868.

Eimer, Th.: Orthogenesis der Schmetterlinge. — Die Entstehung der Arten, 2. T. Leipzig 1897.

Engel, Th.: Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. — 3. Aufl. Stuttgart 1908.

Krenkel, E.: Die Kelloway-Fauna von Popilani in Westrußland. — Paläontographica, **61**, S. 191. 1915.

Lahusen, J.: Die Fauna der jurassischen Bildungen des Rjasanschen Gouvernements. Mém. Com. Géol., **1**, Nr. 1. St. Petersburg 1883.

Löwe, F.: Das Wesergebirge zwischen Porta- und Süntelgebiet. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **36**, S. 113. 1913.

Model, R.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Ammonitenfauna der Macrocephalenschichten des nordwestlichen Frankenjura und vorläufige Mitteilung über das Genus *Macrocephalites*. — Erlangen 1914.

— : Mitteilung über neue stratigraphisch-faunistische Beobachtungen im Jura Frankens. — Erlangen 1916.

— : Die Schichtenfolge im Oberen Braunen Jura Süddeutschlands. — Naturbeobachter, **2**, Nr. 1. Staffelstein 1934 (1934 a).

— : Zur Ontogenese der Schmuckhörner (Cosmoceraten), Schema der Ontogenese der Cosmoceraten. — Naturbeobachter, **2**, Nr. 5. Staffelstein 1934 (1934 b).

Model, R. & Kuhn, O.: Zur Stratigraphie und Faunistik des schwäbischen Calloviums mit besonderer Berücksichtigung von Franken. — Zbl. Min. usw., Jg. 1935, B, S. 337—345. Stuttgart 1935 (1935 a).

— : Weitere Beiträge zur Kenntnis des fränkischen Calloviums. — Zbl. Min. usw., Jg. 1935, B, S. 468—483. Stuttgart 1935 (1935 b).

Neumayr, M.: Die Cephalopodenfauna der Oolithe von Balin bei Krakau. — Abh. geol. Reichsanst., **5**, H. 2, S. 19. Wien 1871.

Neumayr, M. & Uhlig, V.: Über die von H. Abich im Kaukasus gesammelten Jurafossilien. — Denkschr. Ak. ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **59**. Wien 1892.

Nikitin, S.: Die Jura-Ablagerungen zwischen Rybinsk, Mologa und Myschkin an der Oberen Wolga. — Mém. Akad. Scie. St. Petersburg, 7. Sér., **28**. 1881.

— : Der Jura der Umgegend von Elatma. — Mém. Soc. Natural. Moscou, **20**, **21**. 1881—1885.

Oppel, A.: Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands. — Stuttgart 1856—1858.

— : Über jurassische Cephalopoden. — Paläontol. Mitt. Mus. bayr. Staats, S. 127. Stuttgart 1862.

d'Orbigny, A.: Paléontologie francaise. Terrains jurassiques, **1**. Céphalopodes. — Paris 1842—1849.

Pakuckas, G.: Die Ammonitenfauna des Oxford und Kelloway von Papilé. — Vytauto Didziojo usw. Kaunas 1932.

Parona & Bonarelli: Sur la faune du Callovien inférieur (Chanasien) de Savoie. — Mém. Acad. Savoie, 4. Sér., 6. Chambéry 1895.

Phillips, J.: Illustrations of the geology of Yorkshire. — P. 1: The Yorkshire coast 1. edit. Whitby 1829; 2. edit. London 1835; 3. edit. London 1875.

Prieser, Th.: Beitrag zur Systematik und Stammesgeschichte der europäischen Peltoceraten. — Palaeontographica, **86**, A. Stuttgart 1937.

Quenstedt, F. A.: Petrefaktenkunde Deutschlands. — 1. Abt. **1**, Die Cephalopoden. — Tübingen 1849.

— : Der Jura. — Tübingen 1858.

— : Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. — **2**, Der Braune Jura. — Stuttgart 1886—1887.

Reinecke, J. C. M.: Maris protogaei nautilos et Argonautas usw. — Coburg 1818.

Reuter, L.: Die Ausbildung des Oberen Braunen Jura im nördlichen Teil der Fränkischen Alb. — Diss. München 1908.

— : Der Obere Braune Jura am Leyerberg bei Erlangen. — Sber. phys.-med. Soz. Erlangen, **41**, S. 75. Erlangen 1909.

Rollier, L.: Les facies du Dogger ou Oolithique dans le Jura et les régions voisins. — Mém. fond. Schnyder von Wartensee. Zürich 1911.

Schindewolf, O. H.: Entwurf einer Systematik der Perisphincten. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **52**, B, S. 308. Stuttgart 1925.

— : Prinzipienfragen der biolog. Systematik. — Paläontol. Z., **9**, S. 152. Berlin 1928.

— : Ontogenie und Phylogenie. — Paläontol. Z., 11, S. 54—64. Berlin 1929.

v. Schlotheim, E. F.: Die Petrefaktenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkt erläutert. — Gotha 1820.

Schuster, M.: Abriß der Geologie von Bayern, Abt. 6. — München 1928.

v. See, K.: Geologische Untersuchungen im Weser-Wiehengebirge bei der Porta westfalica. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **30**, S. 628. 1910.

v. Siemiradzki, J.: O mieczakach glowonogych brunatnego Jura w Popielanach na Zmudzi. — Denkschr. Akad. Wiss. Krakau, **17**, S. 46. 1890.

— : Kritische Bemerkungen über neue oder wenig bekannte Ammoniten aus dem Braunen Jura von Popielany in Lithauen. — N. Jb. Min. usw., 1890, 1, S. 171; S. 1890, S. 169—176.

Smith, J. P.: Acceleration of development fossils Cephalopoda. — Leland Stanford Junior Univ. Publ., Univ. Ser. Stanford Univ., S. 5—26. 1914.

Sowerby, J.: The mineral conchology of Great Britain. — **1—7**. London 1812—1834.

Spath, L. F.: On the contemporaneity of certain ammonite beds in England and France. — Geol. Magaz., **68**, Nr. 802. 1931.

— : Revision of the Jurassic Cephalopod Fauna of Kachh (Cutch). — Mem. geol. Survey India, Palaeontol. Indica, N. S., **9**. Calcutta 1927—1933.

— : The Invertebrate Faunas of the Bathonian-Callovian deposits of Jameson-Land (East Greenland). — Meddel. om Greenland, **87**. Koebenhavn 1932.

Stahlecker, G.: Stratigraphie und Tektonik des Braunen Jura im Gebiet des Stuifen und Rechberges. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, **90**, S. 59. Stuttgart 1934.

Teisseyre, L.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Cephalopodenfauna der Ornatentone im Gouvernement Rjäsan (Rußland). — Sber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt. 1, **88**, S. 538. Wien 1884.

Wedekind, R.: Die Genera der Palaeoammonoidea. — Palaeontogr., **62**, S. 85. 1918.

Young, G. & Bird, J.: A Geological Survey of the Yorkshire coast. — Whitby 1822.

Zakrzewski: Die Grenzen des Braunen zum Weißen Jura in Schwaben. — Jh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg, **43**, S. 87. Stuttgart 1886.

Urschrift eingegangen am 3. Juni 1937.

Druckauftrag erteilt am 1. Juni 1938.

Stratigraphie und Schwermineralanalyse der beiden Geschiebemergel und des Dirschkeimer Sandes an der Westküste des Samlandes

Von Otto Pratje, Hamburg und Wolfgang Richter, Heidelberg

Hierzu Tafel 54 und 1 Abbildung

An der Steilküste des ostpreußischen Samlandes sind in oftmals durch Eisdruck und Tektonik gestörten Profilen die Schichten seit dem Oligozän aufgeschlossen. Über den Schichten des Oligozän und Miozän liegen dort zwei Geschiebemergel, ein grauer unterer, der vielfach gestaucht und gelegentlich gegen das Tertiär verworfen ist, und ein brauner jüngerer, der gleichmäßig an der oberen Kante der Steilküste über alles hinwegzieht. Außerdem tritt stellenweise, besonders nördlich und südlich von Dirschkeim, eine bis zu 70 m mächtige Serie von feinkörnigen, glimmerhaltigen, oft Diagonalschichtung zeigenden Sanden auf, die bisher keine Fossilien geliefert haben, und die häufig viel Glaukonit enthalten und dann entsprechend grünlich erscheinen.

Der Zufall will es, daß an der 12 km langen Steilküste von Brüsterort bis Kraxtepellen—Palmnicken überall dort, wo diese als „Dirschkeimer Sande" benannte Serie und der untere Geschiebemergel gleichzeitig auftreten, meist Störungen vorhanden sind, die teils echt tektonischer, teils glazialtektonischer Natur (Stauchungen) sind, so daß der untere Geschiebemergel bald unter, bald über und bald neben dem Dirschkeimer Sand vorkommt. Dadurch besteht die Möglichkeit, daß gegenteilige Ansichten über die stratigraphische Einordnung der beiden Glieder nebeneinander bestehen können. So behauptet die eine Ansicht, daß der Dirschkeimer Sand älter ist als der untere Geschiebemergel, die andere das umgekehrte. Zu der ersten Ansicht bekannten sich E. Meyer, der das Blatt Groß-Dirschkeim kartiert hat, Tornquist, indem er die beiden Geschiebemergel als Bildung des gleichen Eisvorstoßes auffaßte und E. Kraus in seinem „Ostpreußenführer" und seiner „Quartärtektonik", wo er die Meinung vertritt, daß der untere Geschiebemergel von oben in tektonische Spalten eingedrungen ist. Dagegen legten den Dirschkeimer Sand zwischen die beiden Geschiebemergel Zaddach bereits 1868 in seiner grundlegenden Schrift über „Das Tertiärgebirge des Samlandes", ferner K. Andrée in den Erläuterungen auf seinen Studentenexkursionen und K. Beuerlen in seiner „Diluvialstratigraphie".

Gute Aufschlüsse an der Steilküste nördlich des Seehundsteines zwischen Palmnicken und Sorgenau auf Blatt Palmnicken zeigten dem einen Verfasser (Pratje) im Sommer 1936 eine einwandfreie Lagerung von unterem Geschiebemergel und feinkörnigen Sanden übereinander, wobei die Sande in ihrem Aussehen vollkommen den Dirschkeimer Sanden glichen. Das würde

die Ansicht von BEUERLEN stützen, der auch die weiter südlich im Samland erbohrten Sande zwischen den beiden Geschiebemergeln damit parallelisierte.

Die Verfasser haben dann in wiederholten Begehungen besonders die Stellen kritisch geprüft, an denen die anerkannten Dirschkeimer Sande mit dem unteren Geschiebemergel zusammen auftreten. Der untere Geschiebemergel des jetzt leider sehr weitgehend durch die Brandung zerstörten Galgenberges am Ausgang der Dirschkeimer Schlucht zeigt an seinen Flanken Schleppungserscheinungen, die deutlich auf ein Hochpressen des Geschiebemergels hinweisen. Der Galgenberg ist also einem Salzdom im kleinen vergleichbar. Jedenfalls spricht hier alles dafür, daß der Geschiebemergel die Basis bildet. Der Dirschkeimer Sand ist nördlich und südlich davon in einer Erstreckung von 2 km ungestört gelagert und unmittelbar vom jüngeren Geschiebemergel überlagert. Eine ähnliche Stelle tritt noch einmal nördlich der großen Verwerfung bei der Kreislacker Schlucht auf. Das Liegende ist leider meistens nicht aufgeschlossen, es liegt unter der Strandebene. Erst am Nordende tritt im gestörten Gebiet bei den alten Bernsteingräbereien von Rosenort an der Basis Tertiär auf, hier führt der Dirschkeimer Sand im unteren Teil viel Glaukonit, an anderen Stellen nimmt das Mineral wesentlich ab, und dort, wo der Sand dem Geschiebemergel auflagert, kann es fast fehlen.

Das Tertiär als Basis bei ungestörter Lagerung des Dirschkeimer Sandes bedeutet, daß hier der ältere Geschiebemergel vorher erodiert worden ist, und der Glaukonit der Tertiärschichten zum Aufbau des Sandes beigetragen hat. Für eine Aufarbeitung des liegenden Geschiebemergels haben wir noch weitere Beweise. In vielen Fällen liegt an der Basis der Sande eine Zone „aus grobem kiesigen Sand, Kies und grobem Geröll nordischen und glaukonitischen Materials" (MEYER). In der von der Preußischen Geologischen Landesanstalt bei Kreislacken niedergebrachten Versuchsbohrung reichte sie von 43,4—82,5 m. Der untere Geschiebemergel fehlte über und unter den Dirschkeimer Sanden. Die Mächtigkeit kann durch Schrägstellung bedingt sein, weil die Bohrung in unmittelbarer Nähe der Kreislacker Störung angesetzt wurde. Bezeichnend für die Aufarbeitung ist, daß unter dieser Geröllage „anscheinend diluvial zusammengeschwemmte Oligozän- und Senonschichten" angetroffen wurden. Erst dann folgt die anstehende Kreide. Auch in den Bohrungen der Dirschkeimer Schlucht wurde die Geröllage mit einigen Metern Mächtigkeit angetroffen.

Eine wichtige Rolle in der entgegengesetzten Beweisführung spielt die Strecke Marscheiter Amtswinkel—Kreislacken, denn hier fehlt der Dirschkeimer Sand zwischen den beiden Geschiebemergeln, oder er liegt örtlich scheinbar darunter. Da der Dirschkeimer Sand eine fluviatile Ablagerung ist, braucht er nicht überall entwickelt zu sein, hier aber wird er vorhanden gewesen sein, da nördlich und südlich unvermittelt die großen Mächtigkeiten auftreten. Heute fehlt er, weil am Marscheiter Amtswinkel das Tertiär bis fast zur Höhe der Steilküste emporsteigt, und der untere Geschiebemergel noch daraufliegt. Der Dirschkeimer Sand muß also abgetragen sein. Daß er tatsächlich vorhanden gewesen ist, zeigt das Profil bei der Kreislacker Schlucht, wo eine stark gestauchte Scholle von etwa 200 m Länge aus Dirschkeimer Sand in dem ebenfalls stark durchgearbeiteten Geschiebemergel eingeknetet ist. Hier finden wir offenbar die Wirkungen eines starken Eisdruckes, hervorgerufen durch ein Hindernis, und dieser Eisdruck hat auch

bewirkt, daß sich der untere Geschiebemergel auf einer Erstreckung von rund 100 m auf den durch die glaziale Störung abgebogenen Dirschkeimer Sand schieben konnte. Die Ursache dieser Störungen wird das Eis gewesen sein, das bei seinem Rückgang den oberen Geschiebemergel hinterlassen hat, da dieser ungestört über alles hinweggreift.

Mit der Verwerfung an der Großen Kreislacker Schlucht hört der Dirschkeimer Sand vorläufig auf, und wieder kommt, wie am Marscheiter Amtswinkel, das Tertiär hoch herauf. Es erreicht mit der Oberkante bis zum Südende des Blattes, bei Hubnicken, fast durchweg 26 m über NN, in der gleichen Höhe liegt die Unterkante des oberen Geschiebemergels bei Kreislacken. Der obere Geschiebemergel lagert hier also auf einem ursprünglich gleichmäßigen Plateau und nimmt gegen Hubnicken an Mächtigkeit zu, denn hier streicht die samländische Endmoräne aus. Es ist also kein Wunder, wenn Meyer diesen Abschnitt nicht mehr gliedern konnte, denn er besteht tatsächlich nur aus oberem Mergel, alles andere ist vorher erodiert worden. Wir werden bei der Betrachtung der Schwerminerale den Beweis hierfür erbringen. Die Dirschkeimer Sande sind hier also auch nicht zu erwarten.

Um festzustellen, ob die Sande im Ausgangsprofil am Seehundstein südlich Palmnicken echte Dirschkeimer Sande sind, und um die beiden Geschiebemergel zu charakterisieren, haben wir 29 Proben entnommen, und der zweite der Verfasser (Wolfg. Richter) hat sie auf den Gehalt an Schwermineralen untersucht. Hierbei hat ihm die Arbeit von Leinz über die mecklenburgischen Geschiebemergel eine Anregung gegeben. Leinz kam in seiner Arbeit zu dem Ergebnis, daß die Geschiebemergelhorizonte jeweils für sie eigentümliche Mineralassoziationen haben, die über größere Strecken gleich bleiben.

Da die Aufschlüsse an der Steilküste sehr umfangreich waren, wurden Durchschnittsproben von jeweils etwa 4 m^2 Aufschlußfläche entnommen, indem an möglichst verschiedenen Stellen Teilproben gesammelt und in einer Gesamtprobe vereinigt wurden. Beim ungeschichteten Geschiebemergel ist diese Probenentnahme zweckmäßig, bei regelmäßig geschichteten, horizontierbaren Sedimenten soll man sich jeweils auf eine Schicht beschränken, um nicht verschiedene Schüttungseinheiten durcheinander zu mischen. Aus der Durchschnittsprobe wurden etwa 50 g herausgemittelt, durch Kochen mit sechsprozentiger Salzsäure von den Eisenverunreinigungen befreit und im Schlämmapparat nach Kopecky-Kraus in Korngrößenklassen zerlegt. Aus der Fraktion 0,1 — 0,05 mm Durchmesser wurde 1 g herausgemittelt und die hierin enthaltenen Schwerminerale (D $>$2.90) nach dem Cellithülsenverfahren von C. W. Coreens (1933) durch Zentrifugieren in Acetylentetrabromid (D = 2.90) abgetrennt. Durch Auszählen unter dem Mikroskop wurde der Prozentgehalt der einzelnen Schwermineralarten festgestellt, indem in jeder Probe etwa 250—280 Körner aus den verschiedensten Teilen des Präparates gesichtsfeldweise ausgezählt wurden. Diese Menge genügt durchaus, um den Auszählfehler auf ein Minimum herabzusetzen (H. Deecke 1935, Wolfg. Richter 1937). Es ergab sich ein mittlerer Fehler von 2% bei den häufigeren Mineralen.

Es wurden vom oberen Geschiebemergel (∂m) 9 Proben, vom unteren Geschiebemergel (∂m_2) 8 Proben, vom „∂m“ beim Seehundstein—Sorgenau 1 Probe, vom Dirschkeimer Sand (ds) 5 Proben, von nach der Karte eingelagerten diluvialen Sanden (∂s_2 und bei Sorgenau ∂s) 1 und 2 Proben und

schließlich aus dem Miozän (bm ς) 1 und Oligozän (bou ς) 1 Probe entnommen. Dazu kommt noch eine Oligozänprobe aus einer Bohrung im Frischen Haff.

Die einzelnen Fundorte waren folgende (s. auch das Küstenprofil auf Tafel 54):

∂m	Probe Nr.	1 und 2	100 bzw. 150 m nördlich der Großen Kreislacker Störung.
		3	Südrand der Kleinen Kreislacker Schlucht.
		4	An der Landspitze nördlich davon.
		5	Am Marscheiter Amtswinkel.
		20 und 21	Am Südende der alten Bernsteingrube bei Rosenort.
		24 und 25	Rund 600 m südlich der Kreislacker Schlucht am „Espenwinkel" ZADDACH's. 24 ist etwa 8 m höher als 25 entnommen.
∂m_2	Probe Nr.	6	200 m südlich der Kleinen Kreislacker Schlucht.
		7 und 8	Süd- und Nordhang der Kleinen Kreislacker Schlucht.
		9	Unter Nr. 10.
		10	Unter Nr. 5.
		11	Vom Fuß des Galgenberges.
		23	Südlich des Steinwalls bei Brüsterort, etwa 27 m über dem Strand.
		26	Über dem Oligozän in der alten Bernsteingrube von Rosenort.
		19	150 m nördlich von der Ecke Seehundstein (in der Karte als ∂m bezeichnet).
ds	Probe Nr.	12	150 m nördlich der großen Kreislacker Verwerfung unter Nr. 2.
		13	An der gestauchten Scholle nördlich der Kleinen Kreislacker Schlucht.
		14	Am Marscheiter Amtswinkel unter Nr. 5.
		15	Gleich südlich des Galgenberges.
		16	Am Nordausgang der Dirschkeimer Schlucht.
		17 und 18	Über Nr. 19, 150 m nördlich von der Ecke am Seehundstein (in der Karte als ∂s bezeichnet).
		22	Eingeknetete Sandlinse in ∂m_2, 300 m südlich der Spitze von Brüsterort (als ∂s_2 bezeichnet).
Tertiär			
	Probe Nr.	29	Braunkohlensand von Groß-Kuhren, bm.
		28	Bohrung Frisches Haff F III 8 T 32,9—34,7 m, bo.
		27	Blaue Erde. Tagebau Palmnicken, bouo.

In dieser Reihenfolge und Zusammenfassung sind die Schwermineralergebnisse in den Tabellen 1—3 zusammengefaßt worden, wobei die zunächst noch fraglichen Proben Nr. 19 bei ∂m_2, Nr. 17 und 18 sowie Nr. 22 bei ds gesondert aufgeführt und nicht mit zur Durchschnittsberechnung benutzt worden sind.

Bei der Berechnung der Hundertteile ist die Hornblende fortgelassen, da sie fast nur als gemeine Hornblende auftritt und durch ihre Häufigkeit das Zahlenverhältnis der übrigen Minerale verwischt.

Der Hornblendegehalt in den einzelnen Proben ist folgender:

Probe Nr.	1	∂m	37%	
	2	∂m	25%	
	3	∂m	26%	
	4	∂m	31%	
	5	∂m	31%	
	20	∂m	27%	
	21	∂m	31%	
	24	∂m	32%	
	25	∂m	28%	mittlerer Hornblendegehalt 30%
Probe Nr.	12	ds	24%	
	13	ds	13%	
	14	ds	16%	
	15	ds	9%	
	16	ds	21%	mittlerer Hornblendegehalt 17%
Probe Nr.	17		26%	
	18		27%	
	22		19%	
Probe Nr.	6	∂m_2	42%	
	7	∂m_2	90%	
	8	∂m_2	30%	
	9	∂m_2	32%	
	10	∂m_2	30%	
	11	∂m_2	57%	
	23	∂m_2	37%	
	26	∂m_2	41%	mittlerer Hornblendegehalt 45%
Probe Nr.	19		29%	
Probe Nr.	27	Tertiär	1,5%	
	28	Tertiär	2,0%	
	29	Tertiär	—%	

Schon im Hornblendegehalt zeigen sich in den Durchschnittswerten Unterschiede zwischen den Ablagerungen, obgleich sich die Einzelwerte der beiden Geschiebemergel noch überschneiden können. Der ältere Geschiebemergel hat Werte von 30—57% (ein Wert sogar 90%); im Mittel 38 bzw. 45%, wenn man den 90%-Wert mit einrechnet. Der jüngere Geschiebemergel hat Werte von 25—32% und einen Wert von 37%, im Mittel 30%. Der Dirschkeimer Sand schwankt zwischen 9 und 24%: Mittel 17%. Die Tertiärsedimente haben nur einen Hornblendegehalt von 2% und weniger.

Die übrigen in den Tabellen zusammengestellten Minerale geben ein charakteristischeres Bild von den Ablagerungen und gestatten die Einreihung der neu einzuordnenden Proben. Vergleichen wir die Durchschnittswerte — unter den Einzelproben gibt es keinen nennenswerten Ausreißer —, so unterscheiden sich die beiden Geschiebemergel darin, daß die Gruppe der stabilen Minerale — Zirkon, Turmalin und Rutil — beim jüngeren mit 41% fast doppelt so häufig wie beim älteren mit 24% ist, dafür ist die metamorphe Mineralgruppe mit 42% gegenüber 58% wesentlich kleiner. Beim Dirschkeimer Sand verschiebt sich das Bild noch weiter, die stabile Mineralgruppe steigt auf 67%, die metamorphe sinkt entsprechend auf 21%.

Die Sandproben vom Seehundstein (Nr. 17 und 18) gehören mit 63 und 64% bei der Zirkongruppe und 26 und 26% bei der Granatgruppe offensichtlich zu den Dirschkeimer Sanden. Der unterliegende Geschiebemergel (Nr. 19) ist mit 30 und 56% entgegen der Kartenangabe älterer Geschiebemergel, und da die beiden ungestört übereinander liegen, haben wir hier einen einwandfreien Aufschluß, der die Zweifel an der stratigraphischen Einordnung des Dirschkeimer Sandes behebt.

Auch die bei Brüsterort im oberen Teil des unteren Geschiebemergels eingeknetete Sandlinse (Nr. 22) erweist sich als Dirschkeimer Sand.

Um die Zusammengehörigkeit der einzelnen Ablagerungen noch deutlicher zu machen, ist ihr Schwermineralgehalt in Anlehnung an Leinz in einem Konzentrationsdreieck dargestellt worden. Es sind unter Fortlassung der Hornblende drei Mineralgruppen ausgeschieden worden:

I. Stabile, pegmatitische und akzessorische Minerale

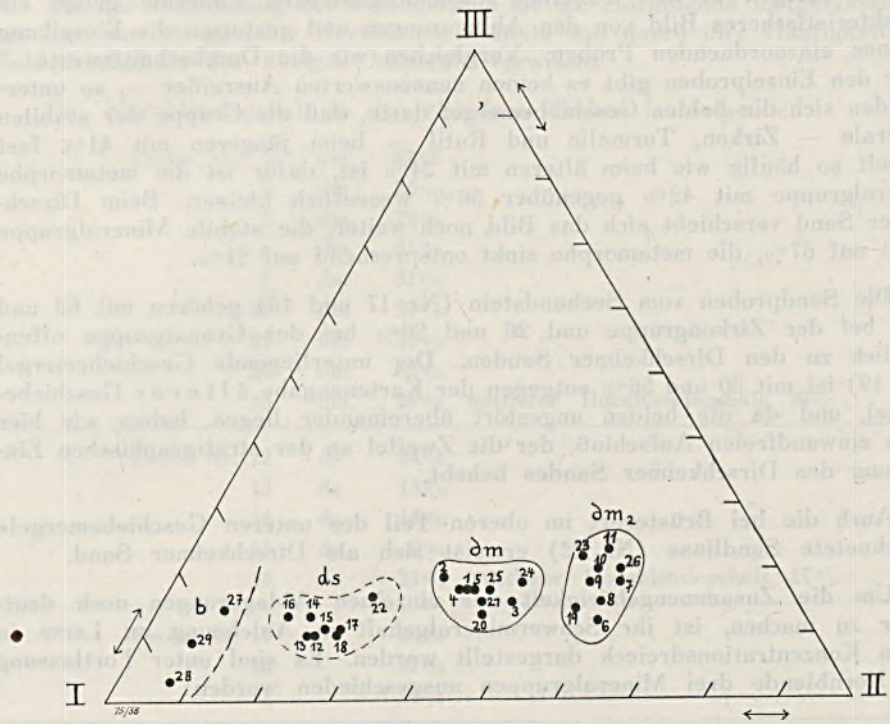
Zirkon
Turmalin
Rutil
Titanit
Korund
Topas

II. Minerale der metamorphen Gesteine

Granat
Staurolith
Disthen
Epidot-Zoisit
Andalusit

III. Minerale der Erstarrungsgesteine

monokline Augite
Enstatit
Hypersthen
Olivin



Das Konzentrationsdreieck zeigt ganz deutlich, daß jede der vier Sedimentarten: jüngerer Geschiebemergel (∂m), älterer Geschiebemergel (∂m_2), Dirschkeimer Sand (ds) und die Tertiärablagerungen durch ihren Schwermineralgehalt charakterisiert ist, und die von uns zunächst aus makroskopischen und stratigraphischen Gründen erfolgte Einordnung der fraglichen Proben (Nr. 17, 18, 19, 22) richtig ist. Die Flächen der verschiedenen Sedimentfelder sind klein, keine Probe steht außerhalb, und es kommt keine Überschneidung oder nur besondere Annäherung der Felder vor. Auch die große Mächtigkeit und Einheitlichkeit des oberen Geschiebemergels zwischen Kreislacken und Hubnicken wird durch die Stellung der Proben 24 und 25 im Dreieck unterstrichen. Weiterhin erkennt man, daß bei dem weitgehenden Fehlen der Gruppen II und III in den Tertiärablagerungen der Dirschkeimer Sand nicht aus ihnen hervorgegangen sein kann, sondern daß, in der Hauptsache wenigstens, glaziales Material das Ursprungsmaterial ist. Die Verschiebung hat nach Gruppe I hin stattgefunden, während der Gehalt an metamorphen Mineralen, insbesondere Granat, geringer ist. Die Gruppe III, die leicht verwitterbaren eruptiven Minerale, zeigen keine sehr starke Abnahme, welches man auf einen kleinen Transportweg und geringe chemische und physikalische Beanspruchung zurückführen muß. Der geringe Granatgehalt ist durch gravitative Sonderung zu erklären, da er gegen Verwitterungseinflüsse stabiler ist als die eruptiven Minerale. Bei genaueren Untersuchungen müssen sich also in den Dirschkeimer Sanden Granatseifen auffinden lassen.

Für diese Ableitung aus dem Geschiebemergel spricht ferner die bereits erwähnte, oft mehrere Meter mächtige Geröllage, die an der Basis nordisches Material enthält, ferner die stets auftretenden „echten Spatsandsteinlagerungen" in den tieferen Teilen, sowie die Zunahme des Kalkgehaltes nach der Tiefe. Trotz Angabe dieser Tatsachen betrachtet Meyer den Dirschkeimer Sand ohne Einschränkung als „Ausschlämmungsprodukt der Oligozänschichten".

Der Dirschkeimer Sand an der Samlandküste hatte anscheinend zunächst aus ausgespültem Geschiebemergel sein Material erhalten, und erst nachdem die Mergeldecke zerstört war, wurde die Unterlage mit aufgearbeitet. Dabei ist zu beachten, daß auch der Geschiebemergel erhebliche Anreicherungen an Glaukonit zeigen kann. Dort wo in Rinnen der Geschiebemergel schon völlig erodiert war, konnten Glaukonitanreicherungen in der Basis des Sandes auftreten.

Der Unterschied im Schwermineralgehalt der beiden Geschiebemergel deutet darauf hin, daß im ∂m_2 mehr metamorphes Material, im ∂m dagegen mehr eruptives Material vorhanden sein muß. Da beide Verfasser Ostpreußen inzwischen verlassen haben, ist ihnen zur Zeit eine Nachprüfung durch Geschiebezählungen nicht möglich. Sie möchten jedoch anregen, daß sie einmal gemacht werden. Entspricht das Ergebnis den Erwartungen, so könnte man zu der Annahme kommen, daß zur Zeit des älteren Geschiebemergels an den vom Eise bearbeiteten Stellen der metamorphe Mantel fortgeführt worden ist, und daß der letzte Eisvorstoß den eruptiven Kern vorfand.

Die Untersuchungen über die örtliche Gliederung der Schichten haben gezeigt, daß auch die Geschiebemergel in Ostpreußen sich schwermineralanalytisch unterscheiden lassen, und dadurch eine Möglichkeit für die Bestimmung von Bohrproben gegeben worden ist.

Zusammenfassung

a) Für die Stellung des Dirschkeimer Sandes (ds) zwischen dem älteren (∂m_2) und jüngeren Geschiebemergel (∂m) werden als Beweise angeführt:

1. am Seehundstein nordöstlich von Sorgenau liegt ds ungestört über ∂m_2;
2. wo ds an der Steilküste ungestört auftritt, liegt kein ∂m_2 neben oder darüber;
3. wo ∂m_2 neben oder über ds liegt, sind starke Schleppungen, Stauchungen oder deutliche Verwerfungen vorhanden;
4. der Schwermineralgehalt von ds kann nicht aus dem Tertiär abgeleitet werden, sondern geht hauptsächlich auf einen Geschiebemergel zurück;
5. ds enthält an der Basis nordische Gerölle, ferner im unteren Teil Spatsande und einen nach unten zunehmenden Kalkgehalt.

b) Die Schwermineralanalyse hat folgendes ergeben:

1. die beiden Geschiebemergel, der Dirschkeimer Sand und die Tertiärschichten, haben jeweils nur ihnen eigentümliche Mineralvergesellschaftungen;

2. hierdurch konnten Angaben der Küstenprofile der geologischen Blätter Groß-Dirschkeim und Palmnicken richtiggestellt werden, der ∂m zwischen Palmnicken und Sorgenau ist ∂m_2, ∂s ist ds. Bei Brüsterort ist ∂s_2 ebenfalls ds;
3. die von MEYER offengelassene Frage nach Gliederung des Mergels südlich Kreislacken wurde dahin entschieden, daß nur ∂m vorhanden ist mit ± 25 m niveaubeständig;
4. ∂m enthält mehr stabile Minerale, ∂m_2 dagegen mehr metamorphe. Das spricht für eine Freilegung von eruptiven Kernen gegen Ende der Eiszeit.

Probe Nr.	Zirkon	Turmalin	Rutil	Titanit	Korund	Topas	Granat	Staurolith	Disthen	Epidot-Zoisit	Andalusit	Enstatit-Hypersth.	Augit	Olivin
1	24	8	9	—	2	—	19	4	12	3	2	8	9	—
2	24	9	10	—	—	—	18	4	13	3	—	10	9	—
3	19	8	11	—	—	—	34	2	8	3	—	10	5	—
4	25	6	13	—	—	—	25	2	9	3	—	6	10	1
5	22	3	14	—	2	1	25	2	8	6	—	7	9	1
20	25	8	9	—	1	—	21	5	14	3	1	6	7	—
21	23	8	9	—	2	—	24	3	11	3	2	5	8	2
24	19	6	10	—	—	—	34	3	7	3	—	7	11	—
25	25	6	7	—	2	—	23	4	12	3	1	7	10	—
Mittel	23	7	10	—	1	—	25	3	10	3	1	7	9	—

Tab. 1. Jüngerer Geschiebemergel.

Probe Nr.	Zirkon	Turmalin	Rutil	Titanit	Korund	Topas	Granat	Staurolith	Disthen	Epidot-Zoisit	Andalusit	Enstatit-Hypersth.	Augit	Olivin
6	12	11	5	—	—	—	37	6	11	4	2	7	5	—
7	15	3	4	—	—	—	35	7	13	5	—	8	10	—
8	13	4	7	—	1	1	39	6	10	4	—	8	6	1
9	16	3	6	—	—	1	35	4	6	8	3	9	8	1
10	16	2	4	1	—	1	32	6	12	6	—	10	8	2
11	7	5	9	—	—	—	41	4	9	2	—	8	13	2
23	15	3	6	—	1	—	28	7	14	4	—	9	11	2
26	14	3	4	—	—	—	33	7	15	4	—	8	12	—
Mittel	14	4	6	—	—	-	35	6	11	5	1	9	8	1
19	15	8	7	—	—	—	38	5	9	4	—	8	5	1

Tab. 2. Älterer Geschiebemergel.

Probe Nr.	Zirkon	Turmalin	Rutil	Titanit	Korund	Topas	Granat	Staurolith	Disthen	Epidot-Zoisit	Andalusit	Enstatit-Hypersth.	Augit	Olivin
12	45	7	14	—	1	—	14	3	4	1	1	3	6	1
13	30	17	20	—	1	—	16	1	3	2	—	4	6	—
14	25	19	22	—	—	—	15	2	2	2	—	4	7	2
15	27	8	28	—	1	1	15	3	3	3	—	4	7	—
16	28	13	28	—	—	—	13	2	2	1	—	4	9	—
Mittel	31	13	22	—	1	—	14	2	3	2	—	4	7	1
17	35	10	14	—	2	2	17	3	4	1	1	5	6	—
18	33	11	20	—	—	—	16	3	5	2	—	3	6	1
22	30	11	12	2	1	—	18	3	5	2	—	7	9	—

Tab. 3. Dirschkeimer Sand.

Probe Nr.	Zirkon	Turmalin	Rutil	Titanit	Korund	Topas	Granat	Staurolith	Disthen	Epidot-Zoisit	Andalusit	Enstatit-Hypersth.	Augit	Olivin
27	49	12	16	—	—	—	3	2	2	2	—	8	6	—
28	56	19	11	—	1	1	3	1	3	—	—	2	1	—
29	45	9	30	—	—	—	3	—	3	—	1	6	3	—

Tab. 4. Tertiärablagerungen.

Nr. 27 u. 28 Oligozän, Nr. 29 Miozän.

Schriften

Beuerlen, K.: Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik. — Fortschr. Geol., **6**, H. 18. Berlin 1927.

Correns, C. W.: Über zwei neue einfache Verfahren für das Zentrifugieren mit schweren Lösungen. — Cbl. Min. usw., Jg. 1933, A, S. 204—207. Stuttgart 1933.

Kauenhowen, F.: Erläuterungen zu Blatt Palmnicken. — Preuß. geol. L.-A., Lief. 178. Berlin 1914.

Kraus, E.: Geologischer Führer durch Ostpreußen. — Slg. geol. Führer. Borntraeger, Berlin 1924—25.

— : Die Quartärtektonik Ostpreußens. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1924, **45**, S. 633—723. Berlin 1925.

LEINZ, V.: Ein Versuch Geschiebemergel nach dem Schwermineralgehalt zu gliedern. — Z. Geschiebeforsch. 1933.

MEYER, E.: Übersicht über Tertiär und Diluvium im Samlande. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1910, **31**, II, S. 617—628. Berlin 1913.

— : Erläuterungen zu Blatt Groß-Dirschkeim. — Preuß. geol. L.-A., Lief. 178. Berlin 1914.

RICHTER, WOLFG.: Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, H. XVI. 1937.

TORNQUIST, A.: Geologie von Ostpreußen. — Berlin 1910.

— : Über die Diskordanz in Geschiebemergelablagerungen Norddeutschlands. — Cbl. Min. usw., Jg. 1911, S. 377—382. Stuttgart 1911.

ZADDACH, E. G.: Das Tertiärgebirge des Samlandes. — Schr. phys.-ökon. Ges., 8. Königsberg 1868.

Urschrift eingegangen am 3. März 1938

Druckauftrag erteilt am 30. Mai 1938

Kugelgranite im Riesengebirge

Von G. Berg, Berlin

Hierzu Tafel 55—57 und 4 Abbildungen

Das Vorkommen von Kugelgranit ist im Riesengebirge seit langem bebekannt. Schon Rose und ebenso Roth in seinen Erläuterungen zur geognostischen Karte des Niederschlesischen Gebirges beschreiben das klassische Vorkommen vom Krötenloch bei Schwarzbach südöstlich von Hirschberg. Roth erwähnt auch ein zweites Vorkommen „am Kynast", doch ist die genaue Lage dieses wahrscheinlich sehr kleinen Vorkommens jetzt nicht mehr bekannt. Ob L. v. Buch (1800) den Kugelgranit vom Krötenloch schon kannte, läßt sich nicht sicher feststellen. Seine Schilderung kugliger Absonderungen, die er im Granit des Riesengebirges beobachtete, stimmen mit dem Kugelgranit am Krötenloch nicht überein. Das Vorkommen vom Krötenloch ist in der Literatur noch mehrfach beschrieben worden. Zuletzt nennt es E. Rimann (1905) und erwähnt dabei ein anderes Vorkommen „am Osthang des südöstlichen Ausläufers der Abruzzen". Dieses Vorkommen, das auch auf der geolog. Spezialkarte angegeben wurde, ist jetzt in einem kleinen Steinbruch, der in den als „Scholzenstuhl" bezeichneten Granitvorsprung eindringt, erschlossen.

Das schöne Vorkommen am Krötenloch (Abb. 1) wurde schon im Anfang dieses Jahrhunderts unter Naturschutz gestellt, wodurch die Gefahr, daß der verhältnismäßig kleine Felskopf, den es bildet, von sammlungshungrigen Petrographen oder Mineralienhändlern restlos abgebaut wird, gebannt werden konnte. Allerdings ist damit auch die Unannehmlichkeit verbunden, daß kein neues Material zu wissenschaftlicher Untersuchung mehr zu beschaffen ist, und man sich auf das Studium der in den Museen und Sammlungen aufbewahrten Stücke beschränken muß. Am Orte des Vorkommens selbst kann man nur die Außenfläche der einzelnen fest aneinandergepackten Kugeln beobachten, denn nur wenige sind an der Felsoberfläche in zerspaltenem Zustande zu sehen. Nur wenn man das Innere der Kugeln beobachten kann, ist aber natürlich eine wissenschaftliche Untersuchung möglich.

Es war daher für jeden Freund der Geologie des Riesengebirges eine große Freude, als im Sommer 1936 der unermüdliche Heimatforscher, Herr Juwelier H. Wenke in Hirschberg, ein neues Vorkommen von Kugelgranit tief im Gebüsch versteckt auf einer Anhöhe östlich vom Prudelberge bei Stonsdorf entdeckte. Im Sommer 1937 konnte von hier und vom Scholzenstuhl reiches Material gesammelt werden, das ergänzt durch Hirschberger, Breslauer und Berliner Museumsmaterial vom Krötenloch Klarlegung der Verhältnisse dieser interessanten und seltenen Ausbildungsweise unseres Riesengebirgsgranites ermöglichte. Das neue Vorkommen findet sich in einem



Abb. 1. Der Kugelgranitfels am Krötenloch

kleinen, den Granitschutt der Bergeshöhe durchragendem Felskopf, der als „Wenkestein" in die wissenschaftliche Literatur eingehen mag (Abb. 2 u. 3).

Die drei Vorkommen Krötenloch, Scholzenstuhl und Wenkestein sind im Grundsatz von gleicher Art, wenn auch das Vorkommen vom Scholzenstuhl insofern von den beiden anderen etwas abweicht, als es sich nicht



Abb. 2.
Der neuentdeckte Kugelgranit vom „Wenkestein", Hauptvorkommen.



Abb. 3. Kugelgranit vom Wenkestein, südwestlicher Felskopf, Übergang in normalen Granit.

aus einer dichten Packung mehr oder weniger fest aneinandergelagerter Kugeln aufbaut, sondern die Kugeln einzeln in einem aplitisch drusigen Granit liegen, stellenweise so dicht, daß sie sich fast berühren, jedoch an den Grenzen des Vorkommens so weitläufig, daß der verbindende Granit mehr als die Hälfte, bis fast drei Viertel der Gesteinsmasse ausmacht.

Grundsätzlich sind die Kugeln in allen drei Fällen mehr oder weniger mikropegmatitische Aplitgebilde. Mit den basischen Kugelschlieren haben sie also nichts zu tun. Diese letzteren kommen im Riesengebirge sehr oft einzeln vor, und am Sandberg bei Hartenberg (Blatt Schreiberhau) findet sich auch eine Partie im übrigens völlig verwitterten Granit, in der die „basischen Knödel" so dicht beieinander liegen, daß man auch hier von einem Kugelgranit, wenngleich in ganz anderem Sinne, sprechen kann. Auch mit den bekannten Kugelgraniten von Korsika und Finnland haben die Vorkommen des Hirschberger Tales keine Verwandtschaft. In Korsika und Finnland liegen bekanntlich zonar rhythmische Wechsel von basischem und saurem Gestein vor.

Den Kern der Kugel bildet im riesengebirgischen Kugelgranit in neun Zehnteln der beobachteten Fälle einer jener porphyrischen Orthoklaskristalle, wie sie für die Hauptmasse des Riesengebirgsgranites so bezeichnend sind. Ein solcher Orthoklas von Haselnußgröße wird im Regelfalle von einer Aplitaureole umkleidet, die das Ganze zu einer oft faust- bis kindskopfgroßen, sehr festen Kugel ergänzt, die bei der Verwitterung an der Oberfläche des Felsens hervorragt und bei weitergehendem Zerfall aus dem mürbe gewordenen Granit herausfällt und noch lange Zeit in unversehrtem Zustande erhalten bleibt (Taf. 56, Fig. 1).

Schon 1922 wurden vom Verfasser in den Erläuterungen zu Blatt Krummhübel (S. 19) porphyrische Feldspäte aus der Gegend der Brückenberger Neuhäuser erwähnt, an die sich außen eine wulstige Aplit- oder Pegmatitbildung anlegt, die aus Orthoklas in gleicher kristallographischer Orientierung wie der Feldspat besteht, und die poikilitisch von zahllosen rundlichen Quarzkörnchen durchwachsen ist und den polyedrischen Feldspatkristall zu einem kleinen, taubeneigroßen Gebilde abrundet. Diese wenig auffälligen gerundeten Feldspäte sind die unscheinbaren Anfänge der auffälligen Kugelgranite, und in der Tat kann man sowohl am Wenkestein wie am Scholzenstuhl beobachten, daß der Kugelgranit nach seinen Grenzen hin durch Abnahme der Dicke der Aplitzonen in solchen porphyrischen Granit mit aplitisch gerundeten Feldspäten übergeht.

Es stellt sich nämlich heraus, daß die Kugelgranite, wie auch schon Milch vermutete, nicht eine besondere Ausbildung aplitischer Ganggefolgschaft des Granites sind, sondern daß es sich um Schlierenbildungen handelt, die gegen den Granit zwar manchmal recht jäh aber nicht mit scharfen Salbandgrenzen abgetrennt sind. Bei Erwähnung des Vorkommens am Scholzenstuhl war auf diesen Übergang bereits hingewiesen worden, aber er besteht auch am Wenkestein, wo man 3 bis 4 m von der dichten Kugelpackung entfernt normalen Granit mit nur in geringem Maße aplitisch verrundeten porphyrischen Orthoklaskristallen beobachtet. Wahrscheinlich besteht der Übergang auch am Krötenloch, aber hier ragt ein einzelner Felskopf aus völlig zerfallenem und verlehmtem Granitgebiet auf. Der Fels selbst besteht aus reinem dichtgepackten Kugelmaterial (Abb. 1, S. 678), und über die Struktur der unmittelbaren Umgebung kann man nichts mehr feststellen,

weil in ihr das Gestein vollkommen verwittert ist. Nahe westlich vom Kugelgranit, in etwa 20 m Entfernung, hat eine kleine Schurfgrube einen kompakten Pegmatit bis mikropegmatitischen Aplit erschlossen. Es ist im Hinblick auf die anderen Vorkommen fraglich, ob dieser Pegmatit genetisch mit dem Kugelgranit etwas zu tun hat. Dafür spricht, daß von Traube (1888) aus diesem (?) Pegmatit Ägirin beschrieben wird, der auch, wie wir sehen werden, im Innern der Kugeln vorkommen kann. Dagegen spricht, daß wir sonst nirgends Übergänge von Kugelgranit in Pegmatit, sondern immer nur in einen allerdings stets besonders sauren Typus von Granit mit porphyrischen Feldspäten beobachten.

Die zentralen Orthoklase in den Kugeln sind hellfleischrot und meist sehr gut entwickelte Kristalle. Fast regelmäßig sind es Karlsbader Zwillinge. Andere Zwillingsgesetze wurden nicht beobachtet, sind auch bei den porphyrischen Feldspäten des normalen Granites recht selten. Von der besonders am Scholzenstuhl häufigen Durchwachsung des Orthoklases mit Albit (bzw. einem sehr natronreichen Oligoklasalbit) soll weiter unten gesprochen werden. Der Habitus ist meist, wie gewöhnlich in solchen Graniten, nach 010 gestreckt. Die Dimensionen halten sich um 2×1×1 bis 4×2×2 cm. Größere Kristalle sind selten. Zwischen der Größe des Kristallkerns und dem Durchmesser der Kugel besteht aber bezeichnender Weise keine deutliche Beziehung. Die Größe der Kugeln wird fast ausschließlich von der Dicke der Rinde bestimmt. Nur wenn die Rindendicke nicht viel mehr als den halben kleinen Durchmesser des Feldspates ausmacht, was meist nur in den Außenteilen der Vorkommen zutrifft, bedingen natürlich kleine Feldspäte auch kleine Kugeln.

In einigen selteneren Fällen, z. B. in einer am Scholzenstuhl gesammelten Kugel, besteht der Kern nicht aus einem einzelnen porphyrischen Feldspat, sondern aus einer Gruppe von drei oder vier regellos miteinander verwachsenen Orthoklasen, eine Erscheinung, die wir ja bei allen porphyrisch ausgeschiedenen Gesteinsgemengteilen häufig beobachten können.

Das Gefüge der Rinde ist stets sehr feinkörnig, meist kann man die Quarzkörnchen von der Feldspatmasse, in der sie eingebettet liegen, mit bloßem Auge nicht unterscheiden. Die kristallographische Einheitlichkeit der Feldspatsubstanz in größeren Individuen tritt aber durch die Spaltbarkeit hervor, insofern als auf frischem Bruch bis 1 cm^2 große Spaltflächen einspiegeln. Die Stellung der einzelnen Feldspatindividuen ist häufig radial vom zentralen Kern ausstrahlend, wobei dann oft auch die Quarzeinschlüsse im Feldspat alle untereinander parallel liegen und langgestreckte Formen haben (Taf. 55, Fig. 1—3). Besonders deutlich tritt dieser Radialbau an einer Kugel hervor, die H. Wenke im groben Diluvialkies (Kiesmoräne) der Weyrichschen Ziegelei in Cunnersdorf-Hirschberg als Glazialgeschiebe fand. Diese Kugel von 8 cm Durchmesser ist außen ganz glatt geschliffen, doch zeigt die Kugelfläche einige flache Erhöhungen und Vertiefungen, da die einzelnen radialgestellten Feldspatindividuen, je nach der Stellung ihrer kristallographischen Achsen zur Kugelfläche, der Verwitterung und Abschleifung etwas verschiedenen Widerstand entgegengesetzt haben (Taf. 56, Fig. 2). Daß nicht nur mechanische, sondern auch chemische Vorgänge auf die Außenfläche der Kugel einwirkten, beweist eine feine Verwitterungsrinde, die die Kugel rings umgibt, sie besteht bis zu 0,5 mm Tiefe aus weißgebleichtem Feldspat, an den sich nach innen zu eine dunkelbraun vereisente Zone anschließt, die auf etwa

3 mm Breite sehr deutlich ist, dann aber ohne scharfe Grenze in die hellbraune Farbe des Rindenaplites verklingt. Die radiale Anordnung dieser Aplitrinde ist besonders gut zu sehen, weil die beginnende allgemeine Verwitterung des Feldspates in erster Linie auf den Grenzen der einzelnen Feldspatstrahlen vorgedrungen ist, so daß sich die einzelnen Strahlen sehr deutlich voneinander abheben.

Der Aplit der Rinde ist mikropegmatitisch bis poikilitisch. Kristallographisch einheitliche Feldspatsubstanz wird von rundlichen Quarzkörnchen, die zwei Drittel bis ein Drittel der Gesamtmasse ausmachen, durchsetzt, meist sind auch die Quarze innerhalb eines der großen Feldspatindividuen einheitlich, löschen also gleichzeitig aus. Wenn die Quarzpartikel längliche, im Querschnitt zackige bis skeletthafte Gestalt annehmen, entsteht aus der normalen Aplitstruktur die mikropegmatitische. Rings um den Feldspatkern ist das Gefüge meist sehr fein, nach außen wird es, namentlich in den Kugeln von Scholzenstuhl, wesentlich gröber (Abb. 4). Manchmal kann

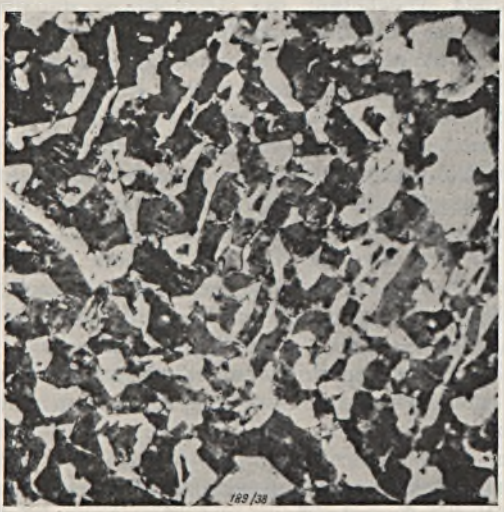


Abb. 4. Grober Mikropegmatit aus dem Außenteil einer Kugel, Orthoklas etwas mikroperthitisch 1:25. Nic × Krötenloch.

man neben dem Mikropegmatitquarz noch großkristallinen freien Quarz sehen, und zwar in der Form, daß zwischen großen, von feinen Quarzkörnchen durchwachsenen Feldspäten noch Quarz in größeren Individuen eingeschaltet ist.

Bisweilen tritt auch Federbartstruktur auf, wenn die Quarzstengelchen des Mikropegmatites von einer Mittelebene des Feldspates unter gleichem Winkel beiderseits hinauswachsen (Taf. 55, Fig. 4). Die Quarze und Feldspäte, die im Granit zwischen den Kugeln liegen, sind bisweilen ganz deutlich durch Weiterwachsen einmal des einheitlich orientierten Quarzes ohne Feldspat, das andere Mal durch Weiterwachsen des Feldspates ohne Quarzeinschlüsse gebildet (Taf. 55, Fig. 5.). Andererseits sind die großen Feldspatindividuen des Mikropegmatites manchmal mit dem porphyrischen Feldspat des Kernes gleich orientiert. Man erkennt dies deutlich, wenn beim Zerschlagen der

Kugel die Rinde sich nicht vom Kern gelöst hat und der Kern nach einer seiner Spaltflächen zersprungen ist. Dann spiegelt diese Spaltfläche gleichzeitig mit einer einheitlichen Spaltfläche des Mikropegmatites ein. Wenn sich beim Zerschlagen die Rinde vom Kern löst, so daß vom inneren Feldspat die Kristallflächen bloßgelegt sind, kann man die gleiche Orientierung der Feldspatsubstanz außen und innen in der Regel nicht mehr feststellen. Meist ist jedoch eine solche Einheitlichkeit des kristallographischen Baues sicher nicht vorhanden, sondern die „Pegmatitindividuen" sind radial rings an den Kern angewachsen, wobei das einzelne Individuum in der Regel etwa eine Breite von 5—10 mm bei 20—30 mm Länge erreicht.

Sehr bemerkenswert ist es nun, daß sich der Mineralbestand der Kugeln mit dem blaßfleischroten Feldspatkern und der etwas dunkleren und bräunlicheren Aplit- oder Mikropegmatitrinde nicht erschöpft.

Unmittelbar an den Orthoklas setzen sich fast immer, aber in sehr verschiedener Menge, hanfkorngroße Kriställchen von weißem Oligoklasalbit und tiefschwarze, dicktafelige oder prismatische Biotite an. Es kommt dies wohl daher, daß das Wachstum der Orthoklase im umgebenden Magma einen Überschuß von Na+Ca und von Mg+Fe" erzeugt hat, und daß dann umgekehrt, durch Ausscheidung des Natronkalkfeldspates und des Magnesia-Eisen-Silikates, eine Anreicherung wieder von K-Al-Silikat und daneben von freier Kieselsäure (Orthoklas+Quarz) eintritt. Hier liegt eine gewisse Verwandtschaft mit den sonst ganz anders entwickelten Kugelgraniten von Korsika vor, ein rhythmisches Schwanken zwischen Übersättigung und Unterschreiten des Sättigungspunktes durch Keimwirkung der schon vorhandenen Kristalle abwechselnd von Kalium und von Na,Ca,Mg,Fe".[1])

Die erwähnte Zwischenschicht, die fast niemals ganz fehlt, ist nicht nur ihrer Menge sondern auch ihrem Mineralbestand nach sehr verschieden. Eine der am Scholzenstuhl gesammelten Kugeln zeigt größere Albitkristalle neben Partien von kleinkörnigem Albit-Biotit-Gemenge.

Sehr oft ist die Zwischenschicht nicht rings um den Kern vorhanden, sondern es sitzen nur mehrere kleine Aggregate von Albit+Biotit warzenförmig etwa 1 mm hoch und an der Anwachsstelle 3—4 mm breit auf den Kristallflächen des Orthoklases auf. Bisweilen sind sie mit ihrer Basis ein Stück in den Orthoklas eingewachsen, d. h. an einer Stelle begann bereits die Albit-Biotit-Ausscheidung auf der augenblicklichen Oberfläche

1) Daß sich nicht immer, auch außerhalb des Kugelgranites, um alle porphyrischen Orthoklase solche Albit-Biotit-Aureolen bilden, liegt wohl daran, daß im Falle der Kugelgranite jede Strömung im Magma vollkommen fehlt und gleichzeitig die Erstarrung ziemlich schnell vor sich geht. Für einen chemischen Ausgleich zwischen der an Kali verarmten Zone und dem in normaler Zusammensetzung gebliebenen Magma bot Strömungsbewegung keine Gelegenheit, und für Ausgleich durch Diffusion, die ja bekanntlich im Magma ziemlich langsam verläuft, reichte die Zeit nicht aus. Auch das mikropegmatitische Gefüge der Rinde ist wohl durch schnelle Erstarrung bzw. ungenügende Diffusion zu erklären. Wahrscheinlich gelten gleiche Ursachen für alle Kugelgranite und verwandte Gesteine, denn jede zonarkugelige Auskristallisation beruht letzten Endes auf dem rhythmischen Pendeln zwischen Untersättigung von A, Übersättigung von B und Übersättigung von A, Untersättigung von B. Hier ist es im wesentlichen ein Pendeln zwischen K und Na, in anderen Fällen zwischen salischen und femischen Bestandteilen.

des Orthoklases, während rings herum der Feldspatkristall des Kerns noch weiter wuchs. Auch das umgekehrte Phänomen kann beobachtet werden, daß vereinzelte Albite und Biotite sich noch bildeten, während schon die Bildung der Aplitrinde im Gange war, daß die Rinde also einige kleine Kriställchen dieser beiden Mineralien als Eisenschlüsse enthält.

Vereinzelte Biotitblättchen sind übrigens fast immer dem Aplit der Rinde in mikroskopischen Ausmaßen eingestreut. Unter dem Mikroskop kann man sie öfters gewahren, wie sie quer durch die feine Schriftgranitstruktur des Mikropegmatites hindurchgreifen, ohne die Regelmäßigkeit der feinen Verwachsung von Quarz und Feldspat im geringsten zu stören. Nach dem Rande der Kugel zu werden sie häufiger und größer und sind dann nicht selten radial in die Kugelmasse eingestellt.

Eine sehr interessante Verteilung kleinster Biotite zeigt die in Taf. 56, Fig. 3, wiedergegebene Kugel aus der Sammlung des Berliner Naturkunde-Museums.[2]) Hier sind feinste Biotitflitterchen, die man mit dem unbewaffneten Auge nur in polierten Anschliff sehen kann, deutlich in einzelenen Sektoren der Kugel konzentriert. Über den Flächen des Kernfeldspates erheben sich rötlichbraune biotitfreie Pyramiden (im Schnitt Dreiecke mit der geradlinigen Feldspatgrenze als Basis), deren Spitzen etwa in zwei Drittel der radialgemessenen Rindendicke liegen. Dazwischen sind „Pegmatitindividuen" eingeschaltet, die ihre Spitze ungefähr an den Kanten des Feldspates (an den Ecken des polygonalen Feldspatquerschnittes) haben und sich nach der Peripherie der Kugel hin verbreitern. Diese Anwachskegel sind graubraun durch zahllose kleine schwarze Biotitflitterchen, die an der Spitze dichter geschart, nach außen hin spärlicher werden, also kometenschweifartig angeordnet sind.

Als Seltenheit kommen auch andere Mineralien in der an Biotit und Albit reichen Zwischenzone vor. Es wurden Columbit, Orthit, Titanit und, wenngleich nicht ganz sicher, Ägirin[3]) beobachtet: Im Innern zweier der Kugeln fanden sich stark zersetzte, außen schwärzliche, innen dunkelgrüne Prismen von ungefähr quadratischem Querschnitt, deren längliche Spaltsplitter fast gerade auslöschen.

Das Vorkommen dieser Mineralien ist ganz wie das von Albit und Biotit auf eine verhältnismäßige Anreicherung der nicht in den Orthoklas eingehenden Bestandteile des Magmas während der Ausscheidung des zentralen Kalifeldspats anzusehen. Beim Ägirin handelt es sich dabei um eine Anreicherung von dreiwertigem Fe (der zur Ägirinbildung nötige Na-Überschuß wird ja schon durch die Bildung von Albit dokumentiert). Bezeichnenderweise bildet sich der Ägirin nur in der reinmagmatischen Phase der Ausscheidung. In den Mineralien der Drusenräume des die Kugeln umschließenden Granites fehlt er. Hier, in der miarolithisch-pneumatohydatogenen Phase, scheidet sich Fe'", erneut über den Sättigungspunkt angereichert, als Eisenglanz aus, der die Drusen nicht selten ringsum auskleidet.

2) Herrn Prof. Dr. H. Seifert, der mir in liebenswürdigster Weise das reiche Material des Berliner Museums zur Verfügung stellte, sei auch an dieser Stelle noch mein verbindlichster Dank ausgesprochen.

3) Ägirin wird schon von Traube aus dem Pegmatit des Krötenlochs beschrieben, doch ist dieser Pegmatit nicht identisch mit dem mikro-pegmatitischen Kugelgranit, sondern stellt eine von ihm getrennte echte Gangbildung dar.

Beim Zerschlagen der Kugeln mit dem Hammer zerspringen diese, wie schon gesagt wurde, gern längs der Außenflächen des Orthoklaskerns. Eine der Kugelhälften führt dann innerhalb der Rinde nur die Schale um den Kern, d. h. das Aggregat von Albit, Biotit usw., so daß man Kugeln mit dieser basischen Modifikation also mit „Granitkern" vor sich zu haben glaubt. Doch ist das nicht immer nur Täuschung. Wir müssen bedenken, daß die porphyrischen Feldspatzwillinge vor Beginn der Rindenbildung noch in reichlichem umgebendem Magma flottierten. Dabei können sie natürlich ihren kaliarmen Anreicherungshof verlassen, sozusagen abgestreift haben. Es entstehen dann, allerdings als große Seltenheit, selbständige Partien von Albit-Biotit-Granit, um die sich die Rinde ganz wie um die außen mit Albit-Biotit belegten Feldspäte herumlegt. Taf. 56, Fig. 4 zeigt eine Kugel vom Wenkestein, die einen Kern enthält, der, soweit man das an der Bruchfläche feststellen kann, nur aus Albit-Biotit-Gestein besteht (auffälligerweise hat er in der Bruchebene dreieckigen Umriß). Zur Vorsicht in der Beurteilung mahnt aber die Beobachtung, daß man auch in solchen fast nur aus Albit und Biotit bestehenden basischen Kernen immer noch einige kleinere ± wohlerhaltene, sozusagen verspratzte Orthoklase erkennt, daß also der Albit-Biotit-Kern doch in Beziehung zu porphyrischen Orthoklasen als Erstausscheidungen steht.

Ein recht interessantes Exemplar enthält die Sammlung des mineralogischen Instituts der Technischen Hochschule in Charlottenburg (etikettiert „Riesengebirge").[4]) Den Kern könnte man ohne weiteres als Granit bezeichnen. Er besteht aus einer Gruppe von drei bis vier ziemlich großen Orthoklasen, zwischen die Albit und recht viel dunkler dicktafeliger Biotit und dazwischen auch etwas Quarz eingeschaltet ist. Rein petrographisch ist dieses Gemenge von Orthoklas, Albit, Biotit und Quarz natürlich ein „Granit", aber die großindividualisierten zwischen die Orthoklase eingeklemmten Albite, die dicktafeligen bis fast prismatischen Biotite und der recht dunkle gleichmäßig eingeschaltete Quarz geben zusammen ein Bild, das keiner der Granitarten des Riesengebirges voll entspricht, wohl aber mit der Albit-Biotit-Aureole um die porphyrischen Orthoklase durch Übergänge verbunden ist.

Von großem Interesse ist auch eine Kugel vom Krötenloch, die vom Mineralogischen Institut der Universität Breslau zugesandt wurde.[5]) Sie enthält zuinnerst einen deutlichen Orthoklas, außerhalb der gut entwickelten Albit-Biotit-Zone eine teilweise Umwachsung mit groben Quarzkörnern, die sich allerdings nur auf ein Viertel der Peripherie erstreckt. Hier ist also deutlich nach der Albit-Biotit-Bildung nicht nur Kali-Anreicherung, sondern auch Kieselsäure-Anreicherung eingetreten (Taf. 57, Fig. 1).

4) Herrn Prof. Dr. Bernauer sei auch an dieser Stelle herzlich für sein entgegenkommendes Interesse an den hier niedergelegten Studien gedankt.

5) Herr Prof. Dr. Spangenberg stellte mir nicht nur bereitwilligst die interessantesten Stücke der Breslauer Sammlung zur Verfügung, sondern er gab mir zuvor brieflich eine kurze Schilderung des dort vorhandenen Materials, so daß ich die mich interessierenden Typen für die Zusendung auswählen konnte. Ich bin ihm dafür zu ganz besonderem Dank verpflichtet.

Milch hebt mit Recht hervor, daß die Umwachsung der porphyrischen Orthoklase mit Albit und weiterhin mit mikropegmatitischer Quarz-Feldspat-Masse nahe Beziehung der Kugelbildung zu der Granophyrstruktur bzw. zum Gefüge vieler Granitporphyre zeigt. Granitporphyrische Anklänge sind ja überhaupt in den peripheren Teilen des riesengebirgischen Granitmassivs oft zu finden. Es sei z. B. auf die auf Blatt Kupferberg der Geologischen Spezialkarte ausgeschiedene „aplitische Randfazies mit einzelnen porphyrischen Feldspäten" hingewiesen, die ihre Verwandtschaft zu den Granitporphyren sogar durch das Vorkommen vereinzelter Quarzdihexaëder dokumentiert.

Die in allen Granitporphyren so besonders häufigen zonaren Umwachsungen von Orthoklas durch Albit sind bei den porphyrischen Orthoklasen des Abruzzengranits und den Orthoklaskernen der Kugelgranite oft sehr deutlich. Bezeichnenderweise enthält die Albitrinde bisweilen einige dicktafelige Biotite, im Orthoklas ist dies Mineral außerordentlich selten. Solche stets tafeligen Biotite, die in seltenen Fällen mitten im Orthoklas eingeschlossen sind, haben wohl nichts mit der Biotitbildung in der Magmaaureole zu tun, sondern sind flottierende Fe-Mg-reiche Erstausscheidungen, die mechanisch vom wachsenden Feldspat umschlossen wurden.

Auch im Innern der Orthoklase kommen bisweilen schon Albiteinlagerungen vor, teils regellos verteilt, teils parallel dem kristallographischen Bau des beherbergenden Orthoklases eingewachsen, also in perthitischer Struktur. Auffällig ist gelegentliche Ansammlung des Albits in der Zwillingsnaht der Karlsbader Zwillinge. Hier muß man wohl auf ein metasomatisches Einwandern des Albites in die am wenigsten widerstandsfähigen Partien des Orthoklasgitters denken, also an eine „Albitisierung". — Wenn wir bedenken, daß sich ganz offensichtlich im Magma ein Ca-Na-reicher Hof um die wachsenden porphyrischen Kalifeldspäte gebildet hatte, so können wir uns leicht vorstellen, daß eine Reaktion zwischen Orthoklaskristall und Schmelze eintrat, sobald der Ca-Na-Gehalt der letzteren eine gewisse Grenze überschritt.

Nun kommen aber auch Kerne der Kugeln vor, die auf den ersten Blick nichts mit der Albit-Biotit-Zone zu tun haben. Es sind saure biotitarme bis biotitfreie Granite, die genau wie der die Kugeln umgebende Drusengranit massenhaft runde Quarzeinschlüsse in den Feldspäten enthalten, also aplitische Gleichzeitigkeit der Ausscheidung von Quarz und Feldspat erkennen lassen (Taf. 57, Fig. 2). Chrustschoff (1894) hatte die Behauptung aufgestellt, daß die granitischen Kerne der Kugeln älteren aus der Tiefe mit heraufgerissenen fremden Granitarten angehörten. Dagegen wendet sich Milch (1898) sehr entschieden. Er betont, daß die granitischen Kerne in den Kugeln sich nicht von der die Kugeln umgebenden aplitischen Konstitutionsfazies unterschieden. Man muß ihm hierin Recht geben. Nur fällt zunächst schon ein sehr erheblicher Albitgehalt dieser „granitischen Kerne" auf. Einen falschen Eindruck erweckt es, wenn Milch in seiner Schilderung die Sache so darstellt, als ob es zwei einander gleichwertig gegenüberstehende Arten von Kugeln im Kugelgranit gäbe: solche mit Orthoklaskern und solche mit Granitkern. Zunächst hat die Untersuchung der neuen Fundpunkte gezeigt, daß die Kugeln mit Granitkern ohne Orthoklas nur am Krötenloch vorkommen, wenn man von den granitähnlichen Quarz-Albit-Biotit-Aggregaten mit eingeschlossenen Orthoklasen (s. o.) absieht. Auch eine Kugel im Mineralogischen

Institut Berlin, bei der als Fundort Kynast angegeben ist, enthält einen Orthoklas, aber keinen Granitkern. Eine Statistik ergab, daß von den 30 Kugeln, die zu den hier durchgeführten Studien vorlagen, nur 9 Stück Kerne von echtem aplitischem Granit enthielten. Diese stammen wie gesagt alle vom Krötenloch, aber auch unter dem von dort vorliegenden Material allein ist das Verhältnis Orthoklaskern : Granitkern noch immer 40:9. Eine Erklärung dieses seltenen Typus vom Krötenloch erscheint nicht leicht zu geben, denn es ist doch höchst merkwürdig, daß sich die Rinden einmal um präexistierende Kerne abweichender Zusammensetzung, ein andermal um Massen von gleicher Zusammensetzung wie das gesamte umgebende Magma, also eigentlich „um ein Nichts herum" gebildet haben sollen.

Ein Fingerzeig ist es schon, daß es Übergänge von quarzführenden Albit-Biotitkernen zu diesen Granitkernen gibt, und daß auch in ihnen verspratzte größere Orthoklasreste vorkommen. Wir müssen uns die Sache vielleicht folgendermaßen vorstellen: wenn das Magma um die wachsenden Orthoklase bereits sehr sauer war, als die porphyrische Orthoklas-Ausscheidung sich erschöpft hatte, so kam es schon sehr zeitig zur Quarzausscheidung. Dies würde allerdings erst erheblichen Quarzgehalt in der üblichen Albit-Biotit-Zone erklärlich machen, wie wir ja auch an einem Stück beobachten konnten. Nun zeigte aber einer der Schliffe durch einen solchen aplitischen Granitkern auch recht erheblichen Muskovitgehalt (Taf. 55, Fig. 6). Das spricht natürlich für vorübergehende Anreicherung von Wasser und läßt uns verstehen, daß kein Biotit mehr gebildet wurde, denn wenn viel Wasser und wenig Fe″ und Mg vorhanden sind, bleiben diese beiden Elemente für die Restlösungen aufgespart und scheiden sich erst in den miarolithischen Drusenräumen teils wieder als Biotit, teils aber auch gern zusammen mit einem Ca-Rest als Epidot oder als Chlorit, meist in der Form des Helminth aus. In der Regel wird dann auch in einer solchen wasserreichen Umgebung der vorher gebildete Orthoklaskristall nicht als solcher erhalten bleiben, sondern einer Umkristallisation unterliegen. So erklärt es sich, daß die sauren Granitkerne in der Regel gar keine porphyrischen Kalifeldspäte mehr umschließen, während das völlige Fehlen dieser ursprünglichsten Ansatzstelle der Kugelbildung in Kernen von Albit-Biotit-Substanz nur einmal beobachtet werden konnte. Die Probe aufs Exempel sozusagen macht eine Kugelbildung vom Krötenloch, die sich in der Sammlung des mineralogischen Instituts der Technischen Hochschule Berlin fand. Wir sehen hier einen porphyrischen Orthoklas, der stark von Quarz durchwachsen ist, also in einem schon recht sauren Magmagebiet heranwuchs. Auch er zeigt zwischen seiner Kristalloberfläche und der feinkörnigen mikropegmatitischen Rinde eine schmale albitreiche Zwischenlage, die aber keinen Biotit, hingegen viel Quarz führt und sich in keiner Weise von den sauren Granitkernen, die, wie schon gesagt wurde, auch meist auffallend albitreich sind, unterscheidet. Wir kommen also zu dem Schluß, daß stellenweise während des Orthoklaswachstums sich nicht nur Ca, Na und Mg, sondern auch bereits mehr als in der Regel OH und SiO_2 angesammelt hat. Ca-Na wurde dann als Oligoklasalbit, SiO_2 als Quarz verbraucht. H_2O hielt das „Mg-Fe" in Lösung und bildete teilweise Muskovit, wobei der Orthoklas, soweit er nicht in dieses Kalihydrosilikat überging, umkristallisiert wurde. Es entstand also statt des Orthoklaskerns bzw. an der Stelle eines resorbierten porphyrischen Orthoklases ein Kern von albitreichem Aplit. Daß diese „Granitkerne" keine Bruchstücke einer älteren Granit-

bildung sind, wie Chrustschoff behauptete, sondern nach der Peripherie der Kugel hin jäh, aber ohne scharfe Grenze in die mikropegmatitische Rinde übergehen, kann man in allen untersuchten Stücken sehr deutlich sehen.

Die Wasseranreicherung im Magma, die in diesem Falle als vorzeitig anzunehmen ist, ist nach der Rindenbildung immer sehr deutlich zu sehen. Sie wird ja schon bewiesen durch die ausgesprochen miarolithische Natur des Granites, in den die Kugeln eingebettet liegen, oder der, wenn die Kugeln dicht gepackt sind, die Zwickel zwischen ihnen füllt. Zunehmender Wassergehalt ist wohl auch die Ursache, daß in den äußersten Kugelteilen sich der Biotit wieder einstellt, jetzt nicht in dicktafeligen Kristallen und Prismen, sondern in größeren, dünnen Tafeln, die teilweise radial gegen den Kugelmittelpunkt gelagert sind. Eine Folge zunehmenden Wassergehaltes ist es vielleicht auch, daß die Mikropegmatitbildung in der Rinde nach außen hin gern immer komplizierter wird, während innen noch poikilitische Aplitbildung oder einfache Schriftgranitbildung überwiegt. Milch (1899) nimmt als Ursache der Mikropegmatitbildung schnelles Wachstum („beschleunigte Kristallisation") an. Das ist vielleicht insofern richtig, als mit steigendem Wassergehalt die Viskosität abnimmt, die Kristallisationsgeschwindigkeit also zunimmt.

Die Kugelgranitbildung hört ganz auf, wenn durch Zunahme des Wassergehaltes die Viskosität des Magmas soweit herabgesetzt ist, daß Quarz, Orthoklas und etwas Albit über weitere Entfernungen wieder zu größeren Einzelkristallen zusammenfinden. Dieser Vorgang wird ganz sinnfällig dargestellt durch die schon erwähnte Erscheinung, daß sich die viel größeren Kristalle des Drusengranites nicht wahllos auf die Oberfläche der Mikropegmatitrinde aufsetzen, sondern daß hier der Quarz, dort der Orthoklas des mikropegmatitischen Gefüges ganz plötzlich anfängt in großen Körnern zu wachsen und so von einem bestimmten Augenblick an statt Mikropegmatit ein zuckerkörniges Quarz-Feldspat-Gemenge entsteht.

Im vorstehenden wurden die wichtigsten Erscheinungen des normalen Kugelgranits erörtert. Radiales Wachstum in echten Gangpegmatiten kommt vor, ist aber eine Seltenheit und steigert sich niemals bis zur Bildung rundum entwickelter Kugeln. In den Erläuterungen zu den Riesengebirgsblättern der Geologischen Spezialkarte sind solche Bildungen vor allem aus der Gegend von Södrich an der Grenze der Blätter Warmbrunn und Kupferberg beschrieben. Es finden sich hier Schriftgranite, in denen die Quarzstengel im Feldspat von einzelnen Punkten aus divergent angeordnet sind. Meist kommt es dabei aber nur zur Bildung halbkugeliger Aggregate, oft auch nur zu kometenschweifähnlichen Gebilden (Taf. 57, Fig. 3). Bei der Kartierung wurde auf solche Bildungen besonders geachtet in der Hoffnung, daß sie den Weg zu neuen Fundpunkten von Kugelgranit als extremen Ausbildungen dieser Schriftgranitarten weisen könnten. Dies war aber ein Irrtum. Trotz des ganz analogen Aufbaues der Mikropegmatitrinden des Kugelgranites bestehen keine Übergänge zwischen letzterem und der eben beschriebenen Pegmatitausbildung.

„Feldspatkugeln" kommen auch im Isergebirgsgranit (d. h. in den ungestreckt gebliebenen Teilen des Isergebirgsgneises) vor. Sie wurden von E. Zimmermann 1935 in den Erläuterungen zu Blatt Altkemnitz beschrieben, und die Sammlung der Geologischen Landesanstalt enthält viele sehr schöne

Muster dieser interessanten Kugelbildungen. Sie haben keine Verwandtschaft mit den Kugelgraniten des Blattes Warmbrunn, besonders insofern nicht, als in ihnen mikropegmatitische oder mikroaplitische Verwachsungen von Quarz mit Feldspat in keiner Weise beteiligt sind. Die Kugeln bestehen von innen bis außen aus kompaktem grobindividualisiertem Feldspat. Stets stellen sie sich als eine Verwachsung mehrerer Orthoklase (oder oft auch Mikrokline) dar. Meist sind es fünf bis sieben Individuen, die regellos aneinander gelagert sind und gemeinsam peripher nach außen wachsen, wobei die kompliziertesten Durchdringungen der einzelnen Kristalle vorkommen. Nur in seltenen Fällen, wenn die Lagerung der Individuen zueinander im Anfang besonders geeignet dazu war, nimmt jeder Einzelkristall einen bestimmten Sektor für sich in Anspruch. In solchem Falle entstehen dann apfelgroße Kugeln, deren sechs bis acht Feldspäte in radial nach außen laufenden Grenzflächen aneinander liegen (Taf. 57, Fig. 4). In der Regel aber laufen die Individuengrenzen in wundersamen groben Zickzacklinien über die Querbruchfläche der Kugeln.

Auch bei diesen Feldspatkugeln kommt es im Laufe der Orthoklasausscheidung zu örtlicher Ansammlung von Ca und Na im umgebenden Magma und damit zur Albitumwachsung oder zu zonarer Albiteinwachsung in die äußeren Kugelteile. Da die Orthoklase nur in je einem kleinen Sektorausschnitt der Kugeloberfläche für das an Albitsubstanz übersättigte Magma zugängig sind, erfolgt die Einwachsung einer Albitlage im einzelnen Feldspat zwar unter kristallographischer Einorientierung in das wachsende Orthoklasindividuum, aber die Albitlagen in den benachbarten Kristallen reihen sich aneinander, und es entsteht eine Albitlage, die im großen und ganzen der Kugeloberfläche folgt, also nicht eine zonarkristallische sondern eine zonarkugelige Albitlage, die sich rhythmisch mehrmals wiederholen kann.

Es ist nun eine sehr merkwürdige Tatsache, daß sich eine der Feldspatkugeln dieser Art, die sonst nur für den älteren Isergebirgsgranit bezeichnend sind, auch mitten im Riesengebirgsgranit gefunden hat. Herr H. Wenke übersandte dem Verfasser eine typische Feldspatkugel, die er aus dem tiefgründig verwitterten Granit in der Kiesgrube gegenüber dem Hirschberger Finanzamt, an der sogenannten Leichenhöhe fand. Ob hier vielleicht doch eine bisher übersehene Scholle von Isergebirgsgranit im jüngeren Riesengebirgsgranit liegt, oder ob nur eine einzelne Kugel aus dem älteren Granit verspratzt und in den jüngeren aufgenommen wurde, oder ob, was durchaus möglich ist, eine normale nicht übermäßig saure Konstitutionsfazies des jüngeren Granites einmal gelegentlich aus der Verwachsung mehrerer porphyrischer Feldspäte auch eine Feldspatkugel bildete, hat sich bisher noch nicht sicher feststellen lassen. Auffallend ist die etwas rötlichere Farbe des Orthoklases, die im allgemeinen für den jüngeren Granit bezeichnend ist. Jedenfalls steht das Auftreten dieser Feldspatkugel zu den typischen Kugelgraniten des Riesengebirges in keiner Beziehung.

Zusammenfassung

Wir kennen jetzt drei gut erschlossene Vorkommen von Kugelgranit im Riesengebirge: das klassische Vorkommen vom Krötenloch, das schon von E. Rimann erwähnte, jetzt gut erschlossene Vorkommen am „Scholzenstuhl“

(dieser Name ist bisher noch nicht in die Literatur eingegangen) und ein neuentdecktes am „Wenkestein" (östlich v. Prudelberg).

Die Kugeln erweisen sich als Bildungen in sauren Konstitutionsschlieren, nicht in Gängen des Granites mit porphyrischen Feldspäten. Sie entwickeln sich als Extrem aus der vielfach zu beobachtenden Umrindung der Orthoklaskristalle durch eine feinkristalline Aplit- oder Mikropegmatitrinde. Zwischen Kernorthoklas und Aplitrinde schaltet sich fast immer, aber in sehr verschiedenem Ausmaß entwickelt, eine Zone von Oligoklasalbit+Biotit (letzterer dicktafelig bis prismatisch entwickelt) ein. Dies ist die Folge einer Übersättigung des den wachsenden Orthoklaskristall umgebenden Magmas an Na, Ca, Mg und Fe" während der Orthoklasbildung. Wenn auch Fe"' den Sättigungspunkt überschreitet, kann sich gelegentlich etwas Ägirin bilden. Ist die Kristallisation dieser Zwischenzone erschöpft, so tritt wieder der Orthoklas in sein Recht, nun aber infolge der relativen Anreicherung von SiO_2 in inniger Durchwachsung mit Quarz. In seltenen Fällen ist durch die Biotit-Albit-Ausscheidung ein Überschuß an SiO_2 entstanden, und es finden sich Spuren einer äußeren Quarzzone vor Beginn der Mikropegmatitrindenbildung. Diese letztere erreicht ihr Ende, wenn der Wassergehalt des umgebenden Magmas soweit angestiegen ist, daß infolge der Vikositätsabnahme großkristalline Quarz- und Feldspat-Ausscheidung eintritt (meist unter orientiertem Fortwachsen des Quarz- oder des Feldspat-Anteiles im Mikropegmatit). Der zunehmende Wassergehalt macht sich schon vorher etwas kenntlich durch plötzliche Zunahme der Ausscheidung von (jetzt dünntafeligem) Biotit. Der glimmerarme albitführende Restgranit zwischen den Kugeln erstarrt unter Bildung reichlicher miarolithischer Drusenräume, in denen, bereits hydrothermal oder pneumatohydatogen, der Rest von Ca, Mg, Fe" als Wurmchlorit und Epidot (nebst anderen seltenen Drusenmineralien) und der Rest von Fe"' als Eisenglanz sich ansammelt.

Ist das Magma rings um die porphyrischen Orthoklase bereits vor Beginn der Aplitrindenbildung örtlich wasserreich geworden, so bleiben Mg und Fe und wahrscheinlich der größte Teil des Ca zunächst noch in Lösung (keine oder geringe Biotitbildung), gehen also ganz in die hydrothermale Phase der Ausscheidung ein. Der Na-Gehalt führt zu metasomatischer Albitisierung statt zu Albitumwachsung des Orthoklases, oft unter gleichzeitiger Bildung von Muskovit. Viel Quarz siedelt sich zwischen den Albiten und den meist rekristallisierten Orthoklasresten an. Der Kern der Aplitkugeln wird daher kurz vor Beginn der Rindenbildung zu einem feinkörnigen granitartigen Gemenge von Albit, Orthoklas, Quarz und etwas Muskovit. Dies tritt aber nur in seltenen Fällen ein und ist fast nur am Krötenloch beobachtet.

Gelegentliche radiale Anordnung der Quarzleisten in schriftgranitischem Pegmatit hat mit der Kugelbildung nichts zu tun und leitet nicht von Pegmatiten zu Kugelgraniten über. Im älteren Isergebirgsgranit sind Feldspatkugeln, kugelig umgrenzte Aggregate von mehreren sich durchdringenden Orthoklas- oder Mikroklin-Kristallen häufig. Auch diese Feldspatkugeln haben keine genetische Beziehung zum echten Kugelgranit des Riesengebirges, kommen aber als Seltenheit in der normalen, nicht sauren Konstitutionsfazies auch des Jüngeren Granites vor.

Schriften

Berg, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lfg. 241, Blatt Warmbrunn. — Berlin 1921.

— : Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. H. **94.** Berlin 1923.

v. Buch, L.: Entwurf einer geognostischen Beschreibung von Schlesien. — In: „Geognost. Beob. auf Reisen", Berlin 1802, Vorwort von A. G. Werner, 16. 11. 1800.

v. Chrustschoff, K.: Über holokristalline makrovariolithische Gesteine. — Mem. Acad. Scie. Petersbourg, VII. sér., **42**, Nr. 3. Petersburg 1894.

Gürich, G.: Geologischer Führer in das Riesengebirge. — Borntraeger, Berlin 1900.

Klockmann, Fr.: Beitrag zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **34**, S. 373—426. Berlin 1882.

Milch, L.: Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **12.** Stuttgart 1898.

— : Über Kugelbildungen im Granit des Riesengebirges. — Jb. schles. Ges. vaterl. Cultur f. 1898. Breslau 1899.

Rimann, E.: Über ein neues Vorkommnis von Kugelgranit im Granit des Riesengebirges. — Cbl. Min. usw., Jg. 1905, S. 236—240. Stuttgart 1905.

Rose, G.: Über den Granit des Riesengebirges. — Mber. Akad. Wiss. Berlin, S. 247, 1842 u. S. 444, 1856.

Roth, J.: Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge. — Berlin 1867.

Scherenberg: Handbuch für Sudetenreisende. — Breslau 1850.

Traube, H.: Die Minerale Schlesiens. — Breslau 1888.

Zimmermann, E. I. & Berg, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lfg. 276, Blatt Altkemnitz. — Berlin 1935.

Urschrift eingegangen am 8. März 1938

Druckauftrag erteilt am 7. Juni 1938

Eine magnetische Anomalie zwischen Soest und Paderborn

Von Fritz Kutscher, Berlin

Hierzu eine Abbildung

Inhalt

Seite

Einleitung 691
I. Die magnetische Anomalie 691
a) Meßtechnische Bemerkungen 691
b) Beschreibung der Anomalie 692
c) Vermutliche Tiefenlage des Störkörpers 692
II. Die vermutliche Ursache der Anomalie 693
III. Zusammenfassung 696
IV. Schriften 696

Einleitung

Die Anwendung magnetischer Methoden hat bei der Erforschung des tieferen und nicht zugänglichen geologischen Untergrundes maßgebliche Dienste geleistet. Namentlich kann man dies von solchen Gebieten sagen, die von mächtigen jüngeren Sedimenten, insbesondere Diluvium, bedeckt sind und bisher keinen Einblick in die geologische Beschaffenheit der tieferen Zonen erlaubten.

Im allgemeinen sind größere magnetische Anomalien bereits durch die Vermessung I. Ordnung bekannt geworden. Bei der zur Zeit durchgeführten engeren Vermessung Deutschlands sind also nur noch magnetisch gestörte Gebiete kleineren Umfanges zu erwarten. Um ein solches gestörtes Gebiet handelt es sich auch bei der magnetischen Anomalie, die im Rahmen der regionalen magnetischen Messungen zwischen Soest und Paderborn von mir gefunden und festgelegt werden konnte. Mit ihr sollen sich die folgenden Ausführungen befassen.

I. Die magnetische Anomalie

a) Meßtechnische Bemerkungen

Die Feldaufnahmen wurden mit einem modernen, sehr empfindlichen und temperaturkompensierten Variometer der Askaniawerke durchgeführt. Im übrigen wurde den meßtechnischen Regeln gefolgt, wie sie Reich schon des öfteren bekannt gemacht hat. Es genügen also folgende kurze Angaben. Der Abstand der Meßstationen liegt zwischen 2—5 km. Die einzelnen Meßreisen

wurden jeweils an eine Basisstation angeschlossen. Durch zahlreiche Wiederholungsmessungen und die täglichen Kontrollmessungen an den Basisstationen wurden die Messungen ausgeglichen und dadurch eine Meßgenauigkeit erzielt, die etwa bei 3 γ liegt. Die Tagesvariation wurde auf Grund der Registrierkurven des magnetischen Observatoriums in Niemegk berechnet und in Abzug gebracht.

Bekannt waren in diesem Gebiete die Störungswerte der Stationen 2440 und 2509 der Landesvermessung I. Ordnung. Diese wurden wiederholt und die Störungswerte der übrigen gemessenen Stationen nach linearen Formeln (Reich 1935, S. 345) bestimmt und darauf bezogen. Die so errechneten Störungswerte sind in der beigefügten Karte für die Meßstationen eingetragen, und die $\triangle$ Z-Isanomalen im Abstande von 10 zu 10 γ dargestellt worden (siehe Abbildung).

b) Beschreibung der Anomalie

Zunächst ist auffallend, daß die hier auftretende, stark positive magnetische Anomalie genau der Streichrichtung der Devonsättel, also varistischem Streichen, folgt.

Im Westen hebt sich die Anomalie allmählich aus einem schwach negativ gestörten Gebiet heraus. Etwa bei Lohne beginnt das stärkere Ansteigen der Störungswerte, um schließlich in dem kurzen Abstand von Erwitte bis Eikeloh das stärkste Ansteigen zu erfahren. Der höchste gemessene Störungswert von $+205\,\gamma$ liegt 500 m östlich des Ortes Eikeloh. Weiter nach Osten hin nehmen die Werte wieder sehr stark ab, das Kartenbild zeigt eine sehr schnelle Aufeinanderfolge der Isanomalen. Dann löst sich die starke positive Anomalie in zwei kleinere auf mit Störungswerten, die etwa bei $50\,\gamma$ liegen. Schließlich sind bei Paderborn nur noch schwach positive Störungswerte zu bemerken. Diese Längsachse der Anomalie hat eine Erstreckung von nahezu 30 km, wenn man die erwähnten Teilstörungsgebiete von etwa $50\,\gamma$ hinzurechnet. Dagegen fallen die Störungswerte vom Kern der Anomalie außerordentlich schnell nach Norden und Süden ab, wobei das Gefälle der Isanomalen nach Süden steiler ist als nach Norden. Im Süden tritt die stärkste Störungsamplitude auf; die Extremwerte $+205\,\gamma$ und $-59\,\gamma$ liegen 4,5 km auseinander.

Die gesamte magnetische Anomalie ist nicht einheitlich aufgebaut, sondern weist mehrere Ein- und Ausbuchtungen auf, die darauf schließen lassen, daß der Störkörper ein kompliziertes Gebilde darstellen muß. Auf die Einzelformen der Anomalie gehe ich nicht ein, da, wie ich später nachweise, bei der Deutung der Anomalie nur mit vorläufigen und mutmaßlichen geologischen Faktoren gerechnet werden darf.

c) Vermutliche Tiefenlage des Störkörpers

Da über die Gestalt des Störkörpers, der die magnetische Anomalie hervorruft, nichts ausgesagt oder gar vermutet werden kann, ist für eine Tiefenberechnung keine der komplizierten Formeln angängig. Hier sind Faustregeln anzuwenden, die uns immerhin einen Anhalt für die Größenordnung der Tiefenlage gewähren. Bei deren Verwendung ist mit einem maximalen Tiefensitz des Störkörpers von rund 1 km zu rechnen. Es ist aber zu bemerken, daß er auch höher liegen kann.

II. Die vermutliche Ursache der Anomalie

Als Ursache dieser magnetischen positiven Anomalie müssen magnetische Gesteine im Untergrunde angenommen werden.

Die unveränderten kretazischen Sedimente des Münsterschen Kreidebeckens sind magnetisch nicht wirksam und stehen bei der Klärung der Ursachen der Anomalie außerhalb der Diskussionsmöglichkeit. Die Mächtigkeit der Kreide beträgt innerhalb der Anomalie etwa 300 m, wenn man den Mächtigkeitskurven von Stille (1932) folgt.

Unter der Kreide sind devonische und karbonische Schichten erbohrt worden. Leider ist jedoch im eigentlichen Kern der Anomalie bis jetzt noch keine Bohrung heruntergebracht worden. Aus der näheren Umgebung der Anomalie sind folgende Bohrungen anzuführen (nach Angaben des Bohrarchivs der Preuß. Geol. Landesanstalt und der Veröffentlichung von Stille 1932): Ostönnen (Blatt Werl 1:25000): Oberdevon sicher nachgewiesen, näheres nicht bekannt. Schwefe (Blatt Soest 1:25000): Oberdevon bei 268 m erbohrt. Heppenhöhe (Saline Sassendorf, Blatt Soest 1:25000): Oberdevon bei 216 m erbohrt.

Paeckelmann zeichnete auf Grund dieser Bohrergebnisse in seiner geologisch-tektonischen Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges (1926) den oberdevonischen Soester Sattel ein, in dessen Bereich sicherlich zum Teil die magnetische Anomalie liegt.

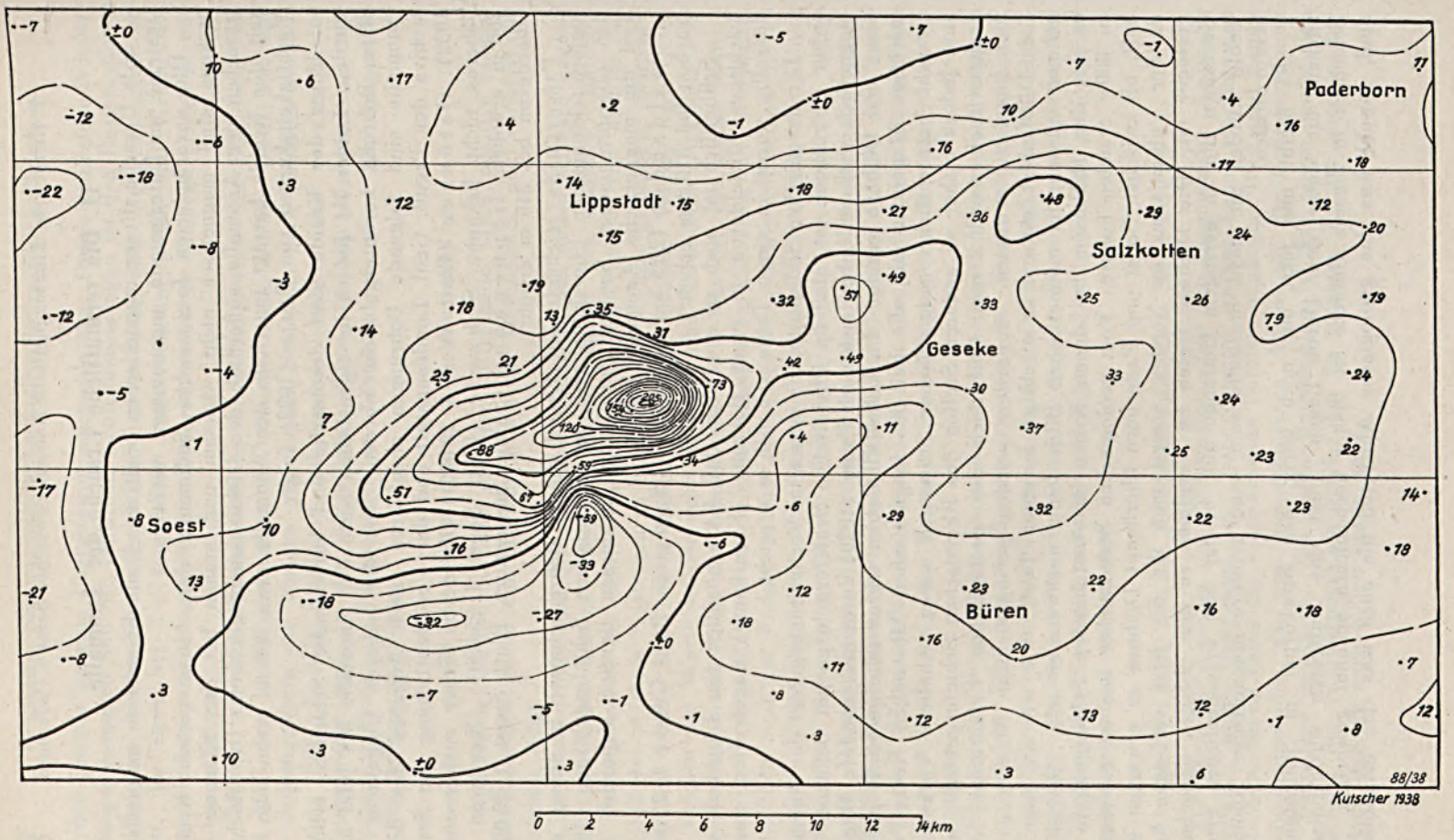
Wildsöden (2,25 km ostsüdöstlich Salzkotten, Blatt Geseke 1:25000): Karbon bei 319,2 m erbohrt.

Schließlich ist noch zu erwähnen, daß 4 km nördlich von Lippstadt sehr mächtiges Mitteldevon in einer Bohrung (Kreuzkamp) angetroffen wurde; dasselbe wurde in einer Teufe von 646 m erreicht.

Die devonischen Sedimente, mit denen im Verbreitungsgebiet der Anomalie sicher zu rechnen ist, sind im Rheinischen Schiefergebirge gut bekannt. Als magnetisch wirksam haben sich nach Kegel (1929) darin insbesondere Magneteisen und Diabase gezeigt. Im Lahn-Dill-Gebiet treten untergeordnet geringmächtige Magnetite auf, die bei den magnetischen Messungen Kegel's die Ursache beträchtlicher magnetischer Störungen waren. Ähnliche Vorkommen sind jedoch bisher an anderen Stellen des Rheinischen Schiefergebirges nicht nachgewiesen worden und sind nach den geologischen Erfahrungen auch hier kaum zu erwarten. Außerdem würden geringmächtige Magnetite (im Lahn-Dill-Gebiet etwa 2 m mächtig) in einer Teufe, wie wir sie hier annehmen müssen, im magnetischen Bilde kaum nachweisbar sein. Ähnlich ist es mit den Diabasen, bei denen Kegel im Anstehenden Störungswerte bis zu 800 γ erzielen konnte. Vom geologischen Standpunkte aus ist es zweifelhaft, ob zwischen Soest und Paderborn überhaupt Diabase zu erwarten sind, da der Vulkanismus im Norden, soweit man ihn bis jetzt verfolgen kann, geringer ist. Die Diabase treten im Vergleich zu den übrigen devonischen Gesteinen nur in geringem Umfange auf; in der hier erforderlichen großen Teufe würden sie nicht imstande sein, eine größere magnetische Anomalie hervorzurufen.

Es bleibt uns jetzt nur noch übrig, den Störkörper in Schichten zu suchen, die unter dem Devon liegen. Über das Auftreten vordevonischer Schichten in diesem Gebiete ist bisher noch nichts bekannt geworden. Wir sind, sowohl was das geologische Auftreten als auch was das magnetische

Erdmagnetische Karte des Gebietes zwischen Soest u. Paderborn



·-8 Meßstation mit Störungswert

ΔZ-Isanomalen sind im Abstand von 10 zu 10 γ gezogen

Verhalten von vordevonischen Gesteinen anbetrifft, nur auf Vergleiche mit anderen Gebieten angewiesen.

Aufschluß über das magnetische Verhalten von Schichten vordevonischen Alters geben uns Meßergebnisse, die Reich (1926) im Brabanter Massiv und im Massiv von Stavelot erzielen konnte. Hier zeigten sich stark positive magnetische Anomalien über den kambrischen Massiven, die durch die eingelagerten Eruptiva und magnetithaltigen Schiefer hervorgerufen wurden. Auch für das Erkelenzer Gebiet fordert Reich, daß in geringer Teufe die magnetitreichen Gesteine des Kambriums vorhanden sein müssen. Weiter westlich, besonders auch auf dem rechtsrheinischen Gebiete fehlen bisher zusammenhängende magnetische Untersuchungen. Über eine mögliche Fortsetzung dieser älteren geologischen Bauelemente kann vom geophysikalisch-magnetischen Standpunkte aus vorläufig noch nichts ausgesagt werden.

Dagegen ist aus geologischen Erwägungen heraus das Fortstreichen älterer Gesteine auf das rechtsrheinische Gebiet schon öfter vermutet oder sogar gefordert worden. Anlaß dazu geben das Auftreten von Konglomeraten, die sowohl im Karbon als auch im Devon nachgewiesen sind. Keller (1936) berichtet von Geröllen in den unteren Magerkohlenschichten des Ruhrbezirkes, die er von dem paläoeuropäischen Kontinent ableitet, dessen Südrand nach seiner Ansicht vielleicht das Brabanter Massiv darstellt. Mächtige Konglomerate treten im Mitteldevon des Schwarzbachtales bei Ratingen auf. Als Lieferant für diese Schwarzbachtaler Konglomerate fordert Breddin (1926) kambro-silurische Sedimente, die in der Nähe von Düsseldorf unter dem Velberter Sattel ihren Sitz haben sollen. Analoge Bildungen sind aus Belgien bekannt, wo Konglomerate gleichen Alters auf den Schichtköpfen des kaledonisch gefalteten Gebirges auftreten. An beiden Stellen ist das Devon nur als Randbildung vorhanden; unter- und zum Teil mitteldevonische Schichtenfolgen sind hier nicht zur Ablagerung gekommen. Die sonst übliche große Mächtigkeit des Devons ist also stark reduziert.

Velberter und Soester Sattel sind die nördlichsten bis jetzt bekannten Devonsättel. Zwischen beiden scheint nach den bisherigen geologischen Kenntnissen keine direkte Verbindung zu bestehen. Wenn man jedoch annimmt, daß der vordevonische Störkörper der magnetischen Anomalie zwischen Soest und Paderborn etwa zwischen 800—1000 m Teufe liegt, und die Mächtigkeit der Kreide rund 300 m beträgt, so bleiben für die Mächtigkeit des Devons im Soester Sattel nur 500—700 m übrig. Auch hier kann also das Devonprofil nicht vollständig entwickelt sein, und diese Tatsache erlaubt vielleicht doch einen Vergleich mit den Verhältnissen am Velberter Sattel.

Die magnetische Anomalie liegt im variskischen Fortstreichen des Velberter Sattels. Wenn man dazu weiter annimmt, daß zwischen Soest und Paderborn das Devon nur als Randbildung auftritt, so kann die Schlußfolgerung, daß ältere, magnetisch wirksame Gesteine das beschriebene magnetische Bild verursachen, durchaus diskutabel erscheinen. Ob die magnetischen Eigenschaften hierbei kambro-silurischen Sedimenten oder überhaupt einem älteren Massiv zugeschrieben werden müssen, sei vorläufig dahingestellt.

Endgültige und sichere Aussagen können erst gemacht werden, wenn der gesamte fragliche Raum durch geophysikalische Verfahren bzw. durch tiefere Bohrungen erforscht ist. Die gegebene Deutung ist daher nur als vorläufig zu betrachten.

III. Zusammenfassung

Zwischen Soest und Paderborn wurde eine stark positive magnetische Anomalie nachgewiesen. Die Ursache ist in solchen magnetischen Gesteinen des Untergrundes zu suchen, die mit großer Wahrscheinlichkeit unter dem Devon liegen. Ob es sich dabei um kambro-silurische Sedimente oder aber um ein älteres Massiv handelt, muß vorläufig offen bleiben.

IV. Schriften

Breddin, H.: Die mitteldevonischen Konglomerate des Schwarzbachtales bei Ratingen und ihre stratigraphische Bedeutung. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, S. 193. Berlin 1926.

Kegel, W.: Über erdmagnetische Untersuchungen im Lahn-Dillgebiet. — Sber. preuß. geol. L.-A., **4**, S. 59. Berlin 1929.

Keller, G.: Ein Vorkommen kristalliner und metamorpher Gerölle in den unteren Magerkohlenschichten des Ruhrbezirkes. — Glückauf, **72**, S. 614. Essen 1936.

Reich, H.: Magnetische Anomalien des Karbons. — Z. Geophys., **2**, S. 272. Braunschweig 1926.

— —: Magnetische Messungen im Aachener und Erkelenzer Steinkohlengebiet. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1926, **47**, S. 84. Berlin 1926.

—: Ergebnisse erdmagnetischer Untersuchungen im Rheinischen Schiefergebirge. — Z. Geophysik, **11**, S. 344. Braunschweig 1935.

Stille, H.: Der Ostrand der Rheinischen Masse und seine Kreidebedeckung. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **139**, S. 137. Berlin 1932.

Urschrift eingegangen am 11. März 1938

Druckauftrag erteilt am 10. Juni 1938

Stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen über den Unteren Weißen Jura in der weiteren Umgebung von Braunschweig

Von Wolfgang Schott, Berlin (z. Zt. Hannover)

Hierzu Tafel 58 und 5 Abbildungen

Inhalt

	Seite
Einführung	698
Stratigraphischer Überblick	699
Petrographie und Verbreitung	699
Heersumer Schichten	699
Korallenoolith	700
Kimmeridge	705
Paläogeographie	708
Allgemeines	708
Heersumer Schichten	709
Korallenoolith	709
Kimmeridge	713
Schlußfolgerungen	714
Erläuterungen zu den Profilen I—VI	718
Schriften	728

Einführung

Auf Grund einer genauen stratigraphischen Bearbeitung der Schichten des Oberen Braunen und Unteren Weißen Jura Nordwestdeutschlands wurden in einer früheren Arbeit (Schott, 1930) paläogeographische Rückschlüsse über die Verbreitung von Land und Meer zu jenen Zeiten gezogen. Nach den damaligen Untersuchungen sind die Unteren Weißjuraablagerungen des Wietzer Erdölgebietes, des Deisters, Süntels, des Weser-Wiehengebirges und des Teutoburger Waldes in einem westnordwestlich gerichteten Geosynklinalraum, der Osnabrücker Straße, abgelagert worden. Dieser Meeresarm, der das norddeutsche Jurabecken mit dem englisch-französischen verband, wurde im Süden durch Neumayr's Ardenneninsel (+ Rheinische Masse), im Norden durch das große fennoskandische Festland begrenzt.

Die Untersuchungen erstreckten sich seinerzeit ostwärts nur bis zur Linie Hannover—Wietzer Erdölgebiet. Östlich davon waren die Unteren Weißjuraschichten nur an einigen Stellen und meist mangelhaft bekannt, so daß sie zu den damaligen Untersuchungen nicht mit herangezogen worden waren. In der Zwischenzeit sind vor allem in der näheren Umgebung von Braunschweig mehrere größere Weißjura-Vorkommen durch Tiefbohrungen auf Erdöl erschlossen worden, durch die die früher unbekannten, bzw. sehr unsicheren stratigraphischen Zusammenhänge in jener Gegend geklärt werden können. — In dieser Arbeit soll daher der Versuch gemacht werden, auf Grund einer genauen stratigraphischen und petrographischen Untersuchung jener Ablagerungen und zwar besonders der des Korallenooliths festzustellen, wohin die Unteren Weißjuraschichten der weiteren Umgebung von Braunschweig in den gesamten paläogeographischen Rahmen des Unteren Weißen Jura Nordwestdeutschlands zu stellen sind. Zur Klärung dieser Frage werden neben den neueren Aufschlüssen von Vechelde, Bortfeld, Wendezelle, Hillerse, Isenbüttel nordwestlich und nördlich Braunschweigs die bekannten Gebiete um Hildesheim, Hoheneggelsen, Oberg, sowie die verschiedenen Vorkommen zwischen Harz und Flechtinger Höhenzug östlich Braunschweigs herangezogen. Bei den alten bekannten Aufschlüssen werden nur die größeren stratigraphischen Zusammenhänge erörtert, soweit es für diese Untersuchung notwendig ist; wegen Einzelheiten sei hier auf die im Schriftenverzeichnis angeführten Arbeiten verwiesen.

Nach Deutung der stratigraphischen Beziehungen dieser Weißjura-Vorkommen in der weiteren Umgebung von Braunschweig im ersten Teil der Arbeit werden die paläogeographischen Schlußfolgerungen daraus gezogen (siehe zweiter Teil der Arbeit).

An der Aufnahme obiger neuer Aufschlüsse waren neben dem Verfasser außerdem beteiligt die Herren Bentz, Bettenstaedt, Haack, Heise, Riedel und Strobel.

Stratigraphischer Überblick

Mit Salfeld liegt der Arbeit folgende Einteilung nach Schichtgruppen und Zonenammoniten zugrunde.

Malm	Gigasschichten		Zone der *Gravesia gravesi* d'Orb.
	Kimmeridge	Oberer Kimm.	Zone des *Aulacostephanus pseudomutabilis* de Lor.
		Mittlerer Kimm.	Zone des *Aulacostephanus yo* d'Orb. und *contejani* Th.
		Unterer Kimm.	Zone der *Rasenia mutabilis* Sow. *(Aspidoceras orthocera)* Zone der *Rasenia cymodoce* d'Orb. Zone der *Pictonia baylei* n. sp.
	Oxford	Korallenoolith	Zone der *Ringsteadia anglica* Salf. und *R. pseudocordata* Blake Zone des *Perisphinctes decipiens* Sow. und *P. achilles* d'Orb. Zone des *Perisphinctes wartae* Buk. und *Cardioceras alternans* v. Buch. Zone des *Perisphinctes* cf. *wartae* Buk. mut. *antecedens* Salf.
		Heersumer Schichten	Zone des *Perisphinctes biplex* de Lor. und *P. martelli* Oppel. Schichten mit *Cardioceras tenuicostatum* Nik.

Um im einzelnen eine stratigraphische Abgrenzung der verschiedenen Schichten durchführen zu können, mußten bei den sehr seltenen Ammonitenfunden petrographische Merkmale weitgehend benutzt werden.

Petrographie und Verbreitung

Heersumer Schichten

Ebenso wie im Weserbergland bestehen die Heersumer Schichten der weiteren Umgebung von Braunschweig fast durchweg aus dunklen bis grauen, meist gefleckten und geflammten, feinsandig-tonigen Kalken, tonigen Kalksandsteinen mit mehreren dunkelgrauen, feinsandig-glimmerigen Tonmergel- und Tonstein-Zwischenlagen. Die liegende Grenze zu den Ornatentonen scheint, wenn auch nicht überall durch eine deutliche Gryphaeenbank wie im Westen, so doch durch häufiges Auftreten von *Gryphaea dilatata* Sow. gekennzeichnet zu sein. Die Grenze Heersumer Schichten—Korallenoolith, die mit Salfeld in den meisten Gebieten Nordwestdeutschlands in die Zone mit *Perisphinctes* cf. *wartae* Buk. mutat. *antecedens* Salf. fällt, ist an dem Auftreten einer oder mehrerer Korallenbänke oder an den grauen, z. T. auch schwach bläulichgrauen oolithischen Kalken des Unteren Korallenooliths mit Hornsteineinlagerungen zu erkennen.

Nach früheren Aufschlüssen (Brauns, 1874, S. 16 und G. Württenberger, 1885, S. 561) bilden am Harzrand bei Goslar bräunlichgraue und hellgraue, sandige Mergeltone mit „sandigen Schichten", die *Cardioceras cordatum* Sow. u. a. führen, die Heersumer Schichten. Das anscheinende Fehlen der Heersumer Schichten weiter im Osten im Bereich des Langenberges bei Oker wird beim Korallenoolith besprochen werden (siehe S. 701). Bei Hildesheim und Heersum setzt sich dieser Horizont aus mehr oder weniger festen, grauen und gelblichgrauen Kalksandsteinen, feinsandigen Kalksteinen und dunkelgrauen, meist feinoolithischen Kalken mit wechselnd mächtigen tonig-mergeligen Zwischenlagen zusammen (Dahlgrün & Grupe, S. 24, u. a.).

In der Ödelum—Hoheneggelsen—Oberger Gegend sind es mittel- bis dunkelgraue, gefleckte und geflammte, ziemlich tonige, feinsandige Kalke und feinkörnige Kalksandsteine mit dunkelgrauen, rauhen, feinsandig-glimmerigen Tonmergelsteinen. Der Horizont scheint bei Ödelum und Hoheneggelsen ungefähr 12—14 m mächtig zu sein. Bei Hoheneggelsen ist die liegende Grenze durch eine deutliche Gryphaeenbank gekennzeichnet. (Brandes in Salfeld, S. 170).

Weiter im Osten sind die Heersumer Schichten nur aus den Aufschlüssen von Wendezelle und Vechelde bekannt als mittel- bis dunkelgraue, dunkel gefleckte und geflammte, feinkörnig-glimmerige, meist ziemlich tonige Kalksandsteine bzw. feinsandige Kalksteine mit dunkelgrauen, feinsandigen Tonsteinzwischenlagen. In Wendezelle, wo diese Schicht 60 m mächtig ist, herrschen im tieferen Teil die Tonsteinlagen vor; hier fehlt die Gryphaeenbank. Die liegende Grenze ist aber durch häufige Ammonitenfunde genau festgelegt worden. Östlich von Braunschweig sind bis jetzt die Heersumer Schichten anscheinend aus Mangel an Aufschlüssen nirgends nachgewiesen worden; denn vom paläogeographischen Standpunkt aus sind sie sicherlich auch dort vorhanden.

Soweit es sich beurteilen läßt, führen die Heersumer Schichten von Vechelde und Wendezelle das meiste, wenn auch nur feinklastische Material in dieser Gegend.

Korallenoolith

Im Korallenoolith des Weserberglandes kann man ein westliches sandiges und ein östliches kalkiges Faziesgebiet ausscheiden (Schott, 1930, S. 16). Nach den neueren Vorkommen dehnt sich dieses kalkige Faziesgebiet ostwärts bis in die weitere Umgebung von Braunschweig aus. Trotz der großen Entfernung stimmt der Korallenoolith hier fast in allen Einzelheiten mit dem des Wesergebirges überein. Man unterscheidet auch hier vom Hangenden zum Liegenden

einen kalkigen Oberen Korallenoolith, den Humeralisoolith,

einen sandig-tonigen und eisenhaltigen oder kalkig-tonigen und dolomitischen Mittleren Korallenoolith,

einen kalkigen Unteren Korallenoolith.

Für die stratigraphische Abgrenzung gegen den Unteren Kimmeridge ist der überall wiederzuerkennende graue, meist oolithische und z. T. etwas feinsandige obere Korallenoolithkalk mit *Terebratula humeralis* Roem., der sogenannte Humeralisoolith, wichtig. Auch der Untere Korallenoolith scheint

bis in die östlichsten Teile des Untersuchungsgebietes hin als durchgehender oft oolithischer und z. T. dolomitischer Kalkhorizont vorhanden zu sein, der sich von den Heersumer Schichten gut trennen läßt (s. S. 699).

Der Korallenoolith der weiteren Umgebung von Braunschweig ist durch große Mächtigkeitsschwankungen gekennzeichnet. Im Osten, der Helmstedter Gegend, und im Westen (Hoheneggelsen—Ödelum) ist er nur um 20 m mächtig, um in der nächsten Nähe von Braunschweig (Bortfeld—Vechelde) bis auf über 100 m anzuschwellen (näheres s. S. 709 und Abb. 1). Im Gebiet der geringen Mächtigkeiten (20 bis etwa 75 m) ist der Mittlere Korallenoolith kalkig-tonig bzw. dolomitisch entwickelt, bei größeren Mächtigkeiten dagegen sandig-tonig mit wechselndem Eisengehalt nach den Aufschlüssen von Isenbüttel, Hillerse, Wendezelle, Bortfeld und Vechelde. Auf Grund der bisherigen Feststellungen sind bei Braunschweig zwei Eisenhorizonte vorhanden, die nach den Beobachtungen im westlichen Wesergebirge in die Wohlverwahrtregion und in die Zwischenflözregion gehören. Der Eisenhorizont der Wohlverwahrtregion liegt im oberen Teil des Mittleren Korallenooliths und bildet die Grenze zum Humeralisoolith. Die Zwischenflözregion findet sich ebenso wie die Westendorfereisenzone des Wesergebirges in den mittleren Schichten des Mittleren Korallenooliths. Der in der Braunschweiger Gegend festgestellte Eisenhorizont unter der Wohlverwahrtregion ist auf Grund der bis jetzt bekannten Aufschlüsse seiner Struktur nach in die Zwischenflözregion zu stellen, zumal die Westendorfereisenzone nur eine geringere lokale Bedeutung im Wesergebirge zu haben scheint.

Der Eisenhorizont der Wohlverwahrtregion besteht im oberen Teil vorwiegend aus eisenhaltigen, meist Kalk- und Eisenooide führenden, z. T. sandigen Kalken, bei denen es im tieferen Teil durch Zunahme der reinen Eisenooide zur eigentlichen Flözbildung gekommen ist. In der Zwischenflözregion treten dagegen zwischen eisenhaltigen, sandig-tonigen und kalkigen Ablagerungen mehrere dünnere Eisenoolithbänke auf. Ebenso wie im Westen scheint auch hier die stärkere Eisenanreicherung in der Wohlverwahrtregion vorhanden zu sein.

Im einzelnen sei auf die Profile I—VI auf Tafel 58 und auf die Abbildungen 1 und 2 verwiesen.

Das Profil am Harzrand zwischen Goslar und Langenberg bei Oker, das zuerst von G. Württenberger genauer aufgenommen worden ist, erschließt den Korallenoolith in einer Mächtigkeit von 53 m. Der Untere und Obere Korallenoolith finden sich hier als graue teils dichte, teils oolithische Kalke, zwischen die sich besonders im Unteren Korallenoolith größere Mergelbänke einschalten; aus der gleichen kalkig-mergeligen Beschaffenheit, nur mit noch stärkerem Vorherrschen der Tonfazies besteht auch der Mittlere Korallenoolith (s. Profil VI). Als Flachwassersedimente haben diese Schichten eine reiche Fauna geliefert, bei der die Lamellibranchiaten, namentlich Ostreen und Exogyren überwiegen.

In näherer Umgebung von Bad Harzburg und am Südrand des Langenberges bei Oker sind die tiefsten Unteren Korallenoolith-Kalke stellenweise so eisenreich (19—20% Eisen), daß sie dort als eisenreicher Kalkzuschlag in der Grube Hansa gewonnen werden. Unter diesen eisenreichen Unteren Korallenoolith-Kalken folgen fossilleere graue Tone, oder wo diese fossilführend sind, wie im Stollen der Grube Hansa, stammen die Versteinerungen bereits aus den Ornatenschichten; d. h. die Heersumer Schichten scheinen

POLITECHNIKA ZAKŁAD GEOLOGII

hier im Gegensatz zur Goslarer Gegend (s. S. 700) zu fehlen (Schroeder, S. 16; Erdmannsdörfer & Schroeder, S. 64). Diese Schichtlücke ist auf einen Aufarbeitungshorizont zurückzuführen, durch den auch der Eisengehalt der darüber liegenden Unteren Korallenoolithkalke wohl gedeutet werden kann. Innerhalb der eisenhaltigen Kalke sind im Hansastollen grobe Konglomerate gefunden worden, die teilweise aufgearbeitetes Material aus den Ornatenschichten enthalten.[1]) — Derartige Aufarbeitungs- und Emersionshorizonte sind im Korallenoolith des Weserberglandes ja häufiger bekanntgeworden.

Der 50—60 m mächtige Korallenoolith der Hildesheimer Gegend ähnelt in seiner Ausbildung in den wesentlichen Zügen dem des Harzrandes (Dahlgrün & Grupe, S. 24). Die Grenze Heersumer Schichten—Korallenoolith ist hier durch Funde von *Perisphinctes wartae* Buk. mutat. *antecedens* Salf. genau festgelegt und der Untere Korallenoolithkalk in seiner stratigraphischen Einordnung durch Funde von *Perisphinctes wartae* Buk. bestätigt worden, der auch im Unteren Korallenoolith von Hoheneggelsen vorhanden ist. Der Korallenoolith von Hoheneggelsen ist wegen seiner Ammonitenfunde für die stratigraphische Stellung der neuen ostwärts angrenzenden, bis jetzt ammonitenfreien Aufschlüsse sehr wichtig. Nach den genauen Untersuchungen von Brandes (s. Salfeld, S. 164) sind neben dem erwähnten *Perisphinctes wartae* Buk. im Mittleren Korallenoolith die Zonenammoniten *Perisphinctes achilles* d'Orb. und *Perisphinctes decipiens* Sow. gefunden und im Humeralisoolith die für jene Gegend leitende *Ringsteadia frequens* Salf. Entsprechend der Mächtigkeit von 22 m ist bei Hoheneggelsen nicht nur der Untere und Obere Korallenoolith kalkig ausgebildet, sondern auch der Mittlere Korallenoolith ist durch tonig-kalkige Gesteine vertreten.

Die sich ostwärts anschließenden Vorkommen von Vechelde, Bortfeld, Wendezelle, Hillerse und Isenbüttel mit den großen Korallenoolithmächtigkeiten von etwa 80—122 m stellen in ihrer faziellen Ausbildung gewissermaßen eine Einheit dar und werden deshalb an Hand der aufgestellten Profile auf Tafel 58 zusammenhängend besprochen. Auf der Tafel sind die vorhandenen Zusammenhänge innerhalb dieser Aufschlüsse durch ausgezogene Verbindungslinien zwischen den entsprechenden Schichten, die vermuteten durch Pfeile näher gekennzeichnet worden. — Der Korallenoolith dieser Gegend entspricht mit seinen Eisenhorizonten im mittleren Teil in seiner Ausbildung ungefähr dem von Kleinen-Bremen im Wesergebirge. Die besten Aufschlüsse sind die von Hillerse und Wendezelle, dann folgt der von Isenbüttel. Die Vorkommen von Vechelde und Bortfeld weisen dagegen große Lücken auf; eine ungefähre Eingliederung dieser Funde ist daher nur auf Grund der guten Profile von Wendezelle und Hillerse möglich.

---

1) Herr Prof. Dr. W. Haack machte mich liebenswürdigerweise darauf aufmerksam, daß H. Schroeder in diesem Konglomerathorizont 500 m westlich des Stollen der Grube Hansa aufgearbeitete Ammoniten gefunden hat, die nicht in den Erläuterungen zu Blatt Vienenburg angegeben sind. Die gemeinsam mit Herrn Prof. Haack ausgeführte Untersuchung des Materials, das in der Sammlung der Geol. Landesanstalt in Berlin liegt, ergab neben einem Perisphincten aus dem Unteren Korallenoolith *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Stephanoceras (Erymnoceras) coronatum* Brug., *Belemnites* cf. *subhastatus* Ziet. aus den oberen Ornatentonen. Die Aufarbeitungszone zur Zeit des Unteren Korallenoolith ist demnach hier bis in die Ornatenschichten hineingegangen.

In Hillerse besteht der Untere Korallenoolith aus 15,6 m mächtigen, meist dichten, z. T. etwas oolithischen Kalken, unter denen eine 2 m mächtige Dolomitbank folgt, mit der der Aufschluß endet. In Wendezelle dagegen ist der gesamte oolithische Untere Korallenoolithkalk in einer Mächtigkeit von 21,5 m bis zu den Heersumer Schichten erschlossen. Der im unteren Teil stark feinsandige, teils oolithische Kalk der Schicht 1 von Isenbüttel und die oolithischen Kalke der Schichten 3 und 4 sowie der Dolomit der Schicht 2 von Vechelde gehören nach ihrer Lagerung auch in den Unteren Korallenoolith.

Über dem Unteren Korallenoolithkalk beginnt der Mittlere Korallenoolith mit einer verschieden mächtigen Tonserie, in deren oberem oder mittlerem Teil eine feinkörnige, tonige Sandstein- oder Kalksandsteinbank eingeschaltet ist. In diesem Sandhorizont oder in den hangenden Tonlagen finden sich meist die ersten Eisenanzeichen in Form von rötlichbraunen Eisenooiden oder als kleine Brauneisengeröllchen (s. Profil I Isenbüttel, Schicht 4 und 5; Profil II Hillerse, Schicht 3 und 4; Profil III Wendezelle, Schichten 3—7; Profil IV Bortfeld, Schichten 1—3 und Profil V Vechelde, Schicht 5). Darüber folgt die Zwischenflözregion, die stratigraphisch in den mittleren Schichten des Mittleren Korallenooliths liegt. Bei Hillerse (Schichten 5—7) ist sie etwa 5,6 m, bei Wendezelle (Schichten 8—16) 8,5 m und bei Bortfeld (Schichten 4 bis 9) etwa 10 m mächtig. Sie besteht aus einer sehr wechselhaften Ausscheidungsfolge von dunkelgrauen, meist auch etwas eisenhaltigen Schiefertonen und Tonsteinen, in die mehrere meist geringmächtigere, reine und tonschlierige Eisenoolithflöze eingeschaltet sind. Die mächtigste Erzbank (etwa 2,15 m) ist in Hillerse (Schicht 6) als roter, reiner, im mittleren Teil etwas toniger und schwach feinsandiger, kalkiger Eisenoolith vorhanden. Das Bortfelder Vorkommen scheint auch etwas mächtigere Erzbänke aufzuweisen. Wegen Profillücken kann hier aber nichts Sicheres gesagt werden.

In Isenbüttel ist die ganze Zwischenflözregion gegenüber den anderen Stellen durch starken Sandgehalt gekennzeichnet, der im hangendsten Teil als eine 1,9 m erschlossene Kalksandsteinserie (Schicht 10) auftritt. Die Eisenregion beginnt mit einem 1,55 m mächtigen Erzhorizont (Schicht 6) und scheint bis in die Sandsteinserie der Schicht 10 hineinzugehen; sie ist demnach etwa 5,0 m mächtig. Durch die abweichende Sandfazies und die dortigen Schichtlücken ist die genaue Eingliederung des Profils aber etwas unsicher. Näheres über die petrographische Ausbildung der Zwischenflözregion findet sich in den gezeichneten Profilen und den dazugehörigen Erläuterungen.

Nach dem guten Aufschluß von Hillerse folgt über der Zwischenflözregion bis zum Flöz Wohlverwahrt wieder eine mittel- bis dunkelgraue Tonmergelsteinserie mit wenigen dünnen schlierigen Kalklinsen in einer Mächtigkeit von 15,1 m (Profil II, Schicht 8); in Wendezelle ist diese Tonmergelserie durch mehrere Kalkbänke und -lagen, die im höheren Teil Kalk- und Eisenooide führen, aufgeteilt (Schichten 17—20). Dieser ganze Schichtenkomplex ist hier 16,8 m mächtig. In Bortfeld gehören die Kalke und Schiefertonsteine der Schichten 10—13 in einer Gesamtmächtigkeit von 17 m in diesen Horizont, während über diese Schichtenfolge bei Isenbüttel und Vechelde wegen Aufschlußmangel nichts gesagt werden kann.

Die darüberliegende Wohlverwahrtregion beginnt bei Hillerse und Wendezelle mit dem eigentlichen Flöz „Wohlverwahrt". In Hillerse ist es ein etwa 7,7 m mächtiger roter recht reiner, kalkiger, schwach feinsandiger Eisen-

oolith mit wenigen dünnen bis 5 cm mächtigen Tonmergelsteineinschlüssen und ganz vereinzelten dünnen Muschelschillagen, in Wendezelle dagegen ein rotbraunes feinoolithisches, meist toniges und kalkfreies Eisenerz von etwa 8 m Mächtigkeit mit einigen tonreicheren Partien, einzelnen gröberen Brauneisengeröllen, zahlreichen Ostreenresten und rötlich-weißen Anhydritknöllchen; eingeschaltet sind außerdem im Eisenerz wenige dunkle cm-mächtige Tonsteinlagen. Der Erzhorizont ist demnach in Wendezelle neben den anderen Komponenten durch einen durchgehend höheren Tongehalt unreiner als in Hillerse. Über dem Flöz „Wohlverwahrt" lagert in Hillerse eine graue, durch sehr zahlreiche unregelmäßige Lagen und Schlieren von Eisenooiden rötlich gefärbte und daher ziemlich eisenreiche, im tieferen Teil etwas tonschlierige Kalksteinserie von 11 m, auf die als Abschluß der Wohlverwahrtregion ein 3,5 m mächtiger dunkelgrauer, kalkmergelschlieriger Tonmergelstein mit kantengerundeten Toneisensteinbröckchen und Brauneisensteingeröllchen folgt (Schichten 10—11). Diese Schichten entsprechen in Wendezelle einem 12 m mächtigen grauen bis dunkelgrauen und bräunlichgrauen, stark tonigen Kalkhorizont mit vielen tonigen Einschaltungen, besonders im oberen Teile (Schicht 22 von Profil III); auch hier finden sich häufig kleine Eisenooide sowie Brauneisengeröllchen. Über die Wohlverwahrtregion in den anderen Vorkommen kann wegen Aufschlußmangel nichts Positives ausgesagt werden. Das auf Grund der bisherigen Kenntnisse vermutete Verbreitungsgebiet dieser beiden Eisenhorizonte wird im paläogeographischen Teil erörtert werden.

Unter den bis jetzt bekannten Aufschlüssen ist ebenso wie in der Zwischenflözregion die Hillerser Gegend auch in der Wohlverwahrtregion das eisenreichste Gebiet.

Der Obere Korallenoolith, der Humeralisoolith, konnte in dieser Gegend nur bei Hillerse und Wendezelle mit Sicherheit nachgewiesen werden als 11 bzw. 17 m mächtige graue oolithische Kalksteinzone mit verschiedenen tonig-mergeligen Einschaltungen (s. Profil II, Schicht 12 und 13, Profil III, Schicht 23), jedoch konnte das Leitfossil *Terebratula humeralis* Roem. nicht beobachtet werden.

Die sich ostwärts an diese neuen Aufschlüsse anschließenden Korallenoolithfunde, die alle durch geringe Mächtigkeiten gekennzeichnet sind, scheinen vom faziellen Standpunkt aus eine Einheit darzustellen von Groß-Brunsrode—Fallersleben bis nach Helmstedt—Wefensleben. Die Mächtigkeit nimmt von Westen von 35 m in östlicher Richtung bis auf etwa 20 m ab. Nach den Untersuchungen von Woldstedt (1928, S. 15) besteht der 35 m mächtige Korallenoolith von Groß-Brunsrode vom Hangenden zum Liegenden aus folgenden drei Schichtgruppen:

obere oolithische Gesteinsserie,
frisch harte, verwittert mürbe, sandig-dolomitische Gesteine,
untere helle, oolithische, teilweise ganz groboolithische Gesteine.

Nach den stratigraphischen Verhältnissen der westlich hiervon gelegenen Korallenoolithvorkommen kann mit Sicherheit angenommen werden, daß die untere und obere oolithische Gesteinsserie dem Unteren bzw. Oberen Korallenoolith entspricht; die sandig-dolomitische mittlere Zone gehört demnach in den Mittleren Korallenoolith, der bei geringer Gesamtmächtigkeit des Korallenooliths im Westen und am Harzrand tonig-kalkig ausgebildet ist. Zwischen Sülfeld und Ehmen, westlich Fallersleben, ist diese Dreiteilung

auch vorhanden. Dort ist der kalkige Obere Korallenoolith durch das Leitfossil *Terebratula humeralis* Roem. sogar bestätigt worden. Unter dem etwa 10 m mächtigen groboolithischen Humeralisoolith folgen wenige Meter mächtige hellbläuliche, tonige Mergel, mit Oolithen wechsellagernd, die den Mittleren Korallenoolith bilden und darunter wieder kompakter, oolithischer Kalk als Unterer Korallenoolith, der nach unten in knollige Kalke übergeht (Brauns, 1874, S. 33/34). Am Clieversberg bei Fallersleben ist der obere Korallenoolithkalk auch durch *Terebratula humeralis* Roem. nachgewiesen, außerdem fand Woldstedt (1929, S. 16) ein rotsandig verwitterndes dolomitisches Gestein, das ich entsprechend den Verhältnissen von Groß-Brunsrode in den Mittleren Korallenoolith stelle. Die östlichsten Aufschlüsse in der Helmstedter Umgebung sind meist sehr lückenhaft. Der Obere Korallenoolith konnte aber bis Wefensleben nachgewiesen werden, wo er unterhalb des Kimmeridge als etwa 5 m mächtiger knolliger Kalk mit zahlreichen Exemplaren von *Terebratula humeralis* Roem. ansteht. Nach Brauns (S. 33) waren früher unterhalb dieses Humeralisoolith noch weitere 8 m vom Korallenoolith aufgeschlossen. Auf Grund dieses Fundes scheint im ganzen östlichen Teil des Untersuchungsgebietes der Obere Korallenoolith wie fast überall in Nordwestdeutschland in kalkiger Fazies vorhanden zu sein, abgesehen von der Querenhorster Gegend, wo nach Mestwerdt (1914 b, S. 34) dieser Horizont anscheinend auch etwas dolomitisch ist. Der Mittlere Korallenoolith ist dagegen durchweg in der sandig-dolomitischen, z. T. kalkigen Fazies von Groß-Brunsrode vorhanden. Zwischen Behlsdorf und Alleringersleben und bei Beendorf auf Blatt Helmstedt (Schmierer, 1914 b, S. 39) sowie bei Wefensleben steht grauer und gelber, grobkristalliner, drusiger Dolomit oder gelber, dolomitischer, undeutlich oolithischer Kalk an, der bei Wefensleben unter dem Humeralisoolith folgt. — Über die Ausbildung des Unteren Korallenoolith in der Helmstedter Gegend ist nichts Sicheres bekannt. Aus dem paläogeographischen Gesamtbilde möchte ich aber annehmen, daß er auch hier in vorwiegend kalkiger Fazies auftritt.

Kimmeridge

Im Gegensatz zu den sehr wechselhaften Sedimentationsverhältnissen des Korallenooliths ist der gesamte Kimmeridge durchgehend ziemlich gleichmäßig ausgebildet. Genau so wie im größten Teil von Nordwestdeutschland tritt auch im Untersuchungsgebiet der Untere Kimmeridge in vorwiegend tonig-kalkiger, der Mittlere in kalkiger und der Obere in toniger Fazies auf. Von diesem Gesichtspunkt aus, dem auf Grund der anderen nordwestdeutschen Aufschlüsse eine gewisse Berechtigung zuzusprechen ist, ist bei den neuen Kimmeridgevorkommen auch vorwiegend die Grenzziehung erfolgt. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß auf Grund von weiteren neuen, besseren Aufschlüssen die Abgrenzung unter Umständen eine geringe Änderung erfahren wird. Da die neuen Kimmeridgefunde in den wesentlichen Zügen mit denen der übrigen bekannten Gebiete übereinstimmen, werden hier nur die wichtigsten Erscheinungen erörtert werden; alle Einzelheiten sind aus den Profilen auf Tafel 58 zu ersehen.

Graue und grünlichgraue Tonmergel und Mergel, sowie graue Mergelkalke und Kalke stellen den Unteren Kimmeridge vom Harzrand und der Hildesheimer Gegend dar. Es ist fast die gleiche Ablagerungs-

folge wie im östlichen Weserbergland. In der Hoheneggelsener Gegend stehen die gleichen Gesteine an, soweit es sich beurteilen läßt, da hier höchstwahrscheinlich höhere Weißjuraschichten über tiefere transgredieren. In den westlichen und nördlichen Teilen des Weserberglandes bildet ein durchweg gleichmäßig feinkörniger Sandhorizont, der sogenannte Grenzsandstein die Grenze zum Mittleren Kimmeridge. Äquivalente Schichten dieses Horizontes scheinen bei Hillerse und Wendezelle vorzuliegen in Form eines bräunlichgrauen, z. T. etwas grünlich gefärbten, stark gleichmäßig feinsandigen Dolomits von 2,7 bzw. 5 m Mächtigkeit (s. Profil II, Schicht 15, Profil III, Schicht 25), wodurch eine sichere Grenzziehung zwischen Unterem und Mittlerem Kimmeridge ermöglicht worden ist. Bei Wendezelle geht dieser sandige Dolomit ganz allmählich in den liegenden dolomitischen Unterkimmeridge-Kalk über, so daß eine klare Abgrenzung nach unten nicht vorhanden ist. — Ebenso wie der Korallenoolith stimmt demnach in der Hillerse—Wendezeller-Gegend auch der Untere Kimmeridge mit den Verhältnissen im westlichen Wesergebirge überein.

Gegenüber den südlich gelegenen Mittleren Kimmeridgevorkommen, wo die Kalksteinfazies wie am Harzrand fast ausschließlich herrscht, tritt in den neuen Gebieten die Tonfazies besonders im tieferen Teil als graue bis grünlichgraue Mergel und Tonmergelsteine hinzu (Profil I, Schichten 16—32; Profil II, Schichten 16—32; Profil III, Schichten 26 und 27). In dem Aufschluß von Hillerse besteht der 83,5 m mächtige Mittlere Kimmeridge im unteren Teil allein zu 33,4 m aus mittel- bis z. T. grünlichgrauen Mergelsteinen und Tonmergelsteinen mit tonigen Kalksteinflasern und -knauern. Ähnlich scheint auch der Mittlere Kimmeridge in Isenbüttel in den tieferen Schichten ausgebildet zu sein, der mit dem Unteren Kimmeridge zusammen wohl etwa 105 m betragen mag. Von Hillerse aus nimmt in südlicher Richtung der Mittlere Kimmeridge bedeutend an Mächtigkeit ab; in Wendezelle ist nur 34,9 m Mittlerer Kimmeridge vorhanden. Dies entspricht den Verhältnissen am Harzrand, wo sich dieser Horizont in einer Mächtigkeit von etwa 43 m findet.

Die meist sehr gestörten und isolierten Kimmeridgevorkommen im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes ergeben ebenso wie beim Korallenoolith kein in jeder Beziehung einwandfreies und klares Bild. Nach Aufschlüssen in der Fallerslebener und Wefenslebener Gegend sind der Untere und Mittlere Kimmeridge auch hier überall in kalkiger Fazies vorhanden, eine Trennung dieser beiden Horizonte ist aber meist nicht möglich.

Am Clieversberg bei Fallersleben waren früher über dem Humeralisoolith eine etwa 10 m mächtige Wechsellagerung von Kalkbänken und Mergeln sowie Tonmergeln erschlossen, die Brauns (S. 70) in den Unteren Kimmeridge stellt. Hier fanden sich *Pronoë brongniarti* Roem., *Pronoë nuculaeformis* Roem., *Ostrea multiformis* Dkr., sowie *Cerompa excentrica* Roem. Mittlere Kimmeridgekalke mit Mergeleinschaltungen standen westlich Fallersleben in einem großen Bruch zwischen Sülfeld und Ehmen an. Sie führten *Pteroceras oceani* Brgt., *Pronoë brongniarti* Roem., *Terebratula subsella* Leym. u. a., (näheres s. Brauns, S. 70 und 85, Woldstedt, 1929, S. 16). In der gleichen Ausbildung war auch einmal der Untere und Mittlere Kimmeridge bei Groß-Brunsrode aufgeschlossen.

Bei Wefensleben, dem östlichsten Vorkommen, war früher folgendes Unteres und Mittleres Kimmeridge-Profil zu sehen:

rote Oberkimmeridge-Mergel

12,5 m feste, derbe, z. T. glasharte, oben oolithische Kalke, die im oberen Teil *Gervillia tetragona* Roem. führen.

8,5 m Wechsellagerung von Mergeln und Kalken.

Humeralisoolith.

Die unteren 8,5 m möchte Brauns in den Unteren und die 12,5 m in den Mittleren Kimmeridge stellen, was auch heute noch sehr große Wahrscheinlichkeit hat. Daß es sich hier um Unteren und Mittleren Kimmeridge handelt, geht einwandfrei aus der Unter- und Überlagerung von Humeralisoolith bzw. Oberem Kimmeridge hervor. (Näheres s. Brauns, S. 69 und 84). Im Anschluß an diese für jene Gegend sehr guten Aufschlüsse bei Fallersleben und Wefensleben stellte Brauns bereits die verschiedenen dazwischenliegenden isolierten Jurakalke bei Grasleben, Walbeck, Nordsteimke, zu denen durch spätere Aufnahmen noch einige Funde hinzugekommen sind, in den Unteren bzw. Mittleren Kimmeridge (Brauns, S. 70 und 84, Mestwerdt, 1914 a, S. 32, 1914 b, S. 34).

Alle diese Aufschlüsse zeigen demnach, wie bereits oben erwähnt, mit ziemlicher Sicherheit, daß der Untere und Mittlere Kimmeridge im ganzen östlichen Teil des Untersuchungsgebietes auch in kalkiger Fazies auftritt, was vom paläogeographischem Standpunkt aus wichtig ist. Außerdem scheinen beide Horizonte genau so wie der Korallenoolith bedeutend geringmächtiger zu sein, als in dem neuen Aufschlußgebiet.

In der Sedimentart unterscheiden sich die alten bekannten und neuen Ober-Kimmeridgevorkommen im allgemeinen nicht; überall herrscht die Tonfazies vor, in die bei Hillerse auffallender Weise im tieferen Teil eine große Serie von Dolomiten und Anhydriten eingeschaltet ist (s. Profil II, Schichten 33—64; Profil I, Schichten 34—54; Profil III, Schichten 28—32 u. a.). Beachtenswert sind vor allem die Funde durch Herrn Prof. Dr. W. Haack von Charafrüchten und kleinen, im Süßwasser lebenden Planorbisarten in einem Kalksandstein (Schicht 36) des tieferen Oberen Kimmeridge bei Isenbüttel. Trotz dieser einheitlichen Tonfazies sind aber doch im Oberen Kimmeridge auf Grund der Farbe zwei Gebiete zu unterscheiden. Im Süden und Westen der untersuchten Gegend besteht dieser Horizont aus grauen, im Osten und Nordosten aus bunten und zwar vorwiegend roten Tonen sowie Tonmergeln (s. Abb. 3). Die graue Tonfazies ist die in Nordwestdeutschland verbreitetste Sedimentart, während rote Tone im Oberen Kimmeridge mehr an bestimmte Gebiete gebunden sind. So setzt sich ab Schicht 46 bis zu den Gigasschichten bei Isenbüttel (Profil I) der Obere Kimmeridge fast nur aus ziegelroten und braunroten Mergelsteinen zusammen. In dieser Ausbildung ist auch der Obere Kimmeridge von Fallersleben bis Wefensleben an vielen Stellen vorhanden, was bereits Brauns (S. 105) erkannt hat.

Über die Mächtigkeit des Oberen Kimmeridge hier im Osten kann zur Zeit noch nichts Sicheres ausgesagt werden, da nirgends bis jetzt die Gigasschichten dort beobachtet worden sind. Diese roten Tone, die nach Schätzung ver

schiedener Autoren eine große Mächtigkeit haben, scheinen nicht nur den Oberen Kimmeridge, sondern auch die jüngsten Weißjuraschichten zu vertreten (Mestwerdt, 1914b, S. 35, Schmierer, 1914a, S. 29, 1914b, S. 40, Woldstedt, 1928, S. 16; 1929, S. 18). Neben Gipslagen und -knollen, sowie Steinsalzpseudomorphosen sind innerhalb dieser roten Tonfazies in der Helmstedter Gegend hellgraue, weiße, harte, dichte Kalke und bei Grasleben neben dichten auch oolithische Kalke und fossilführende Kalke mit corbula-artigen Zweischalern und Fischresten eingeschaltet. Vielleicht gehören diese Kalke zu den Gigasschichten, was durch Fossilien bis jetzt nicht belegt werden kann. Daß die roten Tone dieser Gegend teilweise in den Oberen Kimeridge gehören, geht aber aus der Unterlagerung durch Mittlere Kimmeridgekalke hervor, andererseits werden auch die roten Oberkimmeridgetone bei Isenbüttel von den gleichen grauen, meist oolithischen, z. T. feinsandigen Gigaskalken überlagert, wie der Obere Kimmeridge von Hillerse, Wendezelle, Bortfeld usw. In der Gegend von Isenbüttel—Groß-Brunsrode hört in westlicher Richtung diese rote Tonfazies auf. Hillerse, Bortfeld, Vechelde liegen in einer Mischzone, die das rote und graue Tongebiet voneinander trennt. Ganz im Südwesten, im Hils finden sich neben grauen Tonen auch einige rote Toneinschaltungen. — Bemerkenswert ist, daß die beiden verschiedenfarbigen Tongebiete nicht an die auch im Oberen Kimmeridge wiederzuerkennenden großen Sedimentationsschwankungen gebunden sind, wobei die Gegend von Hillerse—Isenbüttel abermals durch große Sedimentmächtigkeit hervortritt.

Paläogeographie

Allgemeines

Im ersten Teil der Arbeit wurden die stratigraphischen und petrographischen Eigenschaften der neuen Aufschlüsse besprochen und ihre stratigraphische Stellung zu den alten bekannten Weißjuravorkommen jener Gegend erörtert. Dabei konnten mit Hilfe der neuen Funde stellenweise die alten Aufschlüsse auch stratigraphisch genauer festgelegt werden. Auf Grund der Ergebnisse aus dem ersten Abschnitt soll nun im zweiten Teil versucht werden festzustellen, wohin die Unteren Weißjuraschichten der weiteren Umgebung Braunschweigs in den gesamten paläogeographischen Rahmen einzuordnen sind und welche Schlußfolgerungen für die Umgrenzung des Unteren Weißjurameeres jener Gegend gezogen werden können.

Zur Klärung dieser Frage werden weitgehend die Ergebnisse der früheren Untersuchungen über den Oberen Braunen und Unteren Weißen Jura Nordwestdeutschlands herangezogen, die durch die Arbeit von Deecke und durch neue Aufschlüsse in ihrem Gesamtbild völlig bestätigt worden sind. Aus dem ganzen Sedimentationsbild, vor allem aber aus den gröber klastischen Sedimenten wurde damals geschlossen, daß die Oberen Braunen und Unteren Weißen Juraschichten des Wietzer Erdölgebietes, des Deisters, Süntels, Weser-Wiehengebirges und des Teutoburger Waldes im Geosynklinalraum der Osnabrücker Straße abgelagert worden sind.

Die Faziesverteilung, vor allem die periodisch auftretende gröber klastische Sedimentführung der einzelnen Schichten zeigte eine durch den ganzen Zeitraum hindurchgehende und immer fortschreitende Überflutung und Zerstückelung des nördlich der Osnabrücker Straße gelegenen Festlandes Cimbrien an, das einen Teil der fennoskandischen Masse darstellt. Dabei stellte es sich

heraus, daß sämtliche gröber klastischen Sedimente in obigen Schichten von diesem Nordfestland abzuleiten sind. Das südlich der Osnabrücker Straße liegende Land (Neumayr's Ardenneninsel + Rheinische Masse), dessen Vorhandensein aus den Mächtigkeitsunterschieden klar hervorging, hat dagegen auf die Sedimentbildung zu jenen Zeiten nur einen untergeordneten Einfluß gehabt (näheres siehe Schott, 1930).

Da im Gegensatz zum Westen in der weiteren Umgebung Braunschweigs gröber klastische Sedimente in größerer Ausdehnung in den Unteren Weißjuraschichten fast völlig fehlen, muß hier für die paläogeographischen Fragen vor allem das allgemeine Sedimentationsbild in den einzelnen Zeitabschnitten herangezogen werden.

Heersumer Schichten

Nach der positiven Meeresbewegung während der Ablagerung der tonigen Ornatenschichten am Ausgang des Doggers erkennt man in den vielfach sandigen Heersumer Schichten wieder einen größeren Einfluß der Landmassen auf die Sedimentation (Schott, 1930, S. 36). Dieser Einfluß ist auch im gleichen Maße wie im Westen in der Braunschweiger Umgebung wiederzufinden. Über die Herkunft dieses fast nur feinklastischen Materials kann nichts Sicheres ausgesagt werden, wenn auch die Aufschlüsse von Wendezelle und Vechelde eine vorwiegende Sedimentlieferung aus nördlicher Richtung wahrscheinlich machen. — Die Ablagerungen des Unteren Oxford der Braunschweiger Gegend zeigen demnach die gleiche paläogeographische Tendenz wie im Westen.

Korallenoolith

Da der Korallenoolith der untersuchten Gegend in kalkiger Fazies wie im östlichen Weserbergland auftritt, sind Landeinflüsse nur in geringerem Maße im Mittleren Korallenoolith festzustellen, die Rückschlüsse auf sedimentliefernde Festländer zulassen. Charakteristisch sind dafür aber die hier vorhandenen großen Mächtigkeitsschwankungen, die in Abb. 1 in regionaler Verbreitung wiedergegeben sind. Danach tritt das neue Aufschlußgebiet von Isenbüttel/Hillerse bis nach Vechelde innerhalb der Korallenoolithzeit als ein deutliches Becken hervor, das fast in nordsüdlicher Richtung mit einer geringen östlichen Abweichung, also in rheinischer Richtung streicht. Das Beckentiefste mit einer Korallenoolithmächtigkeit von etwa 122 m scheint nach den heutigen Kenntnissen in der Umgebung von Vechelde zu liegen. Nach der Mächtigkeit dieses Horizontes bei Hildesheim, am Harzrand und im Hils wird sich dieses Becken in südlicher Richtung schließen, wenn auch die Lage des südlichen Beckenrandes noch völlig unsicher ist. In nördlicher Richtung hebt sich dieses Becken auch heraus; in Wendezelle ist nur 96 m Korallenoolith vorhanden, und nach dem gesamten stratigraphischen Bilde scheint der Korallenoolith bei Hillerse und Isenbüttel, der dort nur bis in den Unteren Korallenoolith hinein bekannt ist, auch nicht viel mächtiger als 90 m zu sein. Wie in den Linien gleicher Mächtigkeiten auf der Abb. 1 angedeutet ist, verbreitert sich dieses Becken bei zunehmender Verflachung vielleicht etwas in nördlicher Richtung. Westlich und östlich des Beckens grenzen zwei Schwellengebiete an mit nur geringer Korallenoolith-Mächtigkeit von um 20 m bzw. 20—35 m. Nach den vorliegenden Daten scheint dieses Becken ziemlich steile Flanken gehabt zu haben, da auf engem Raume diese bedeutenden Mächtigkeitsschwankungen auftreten.

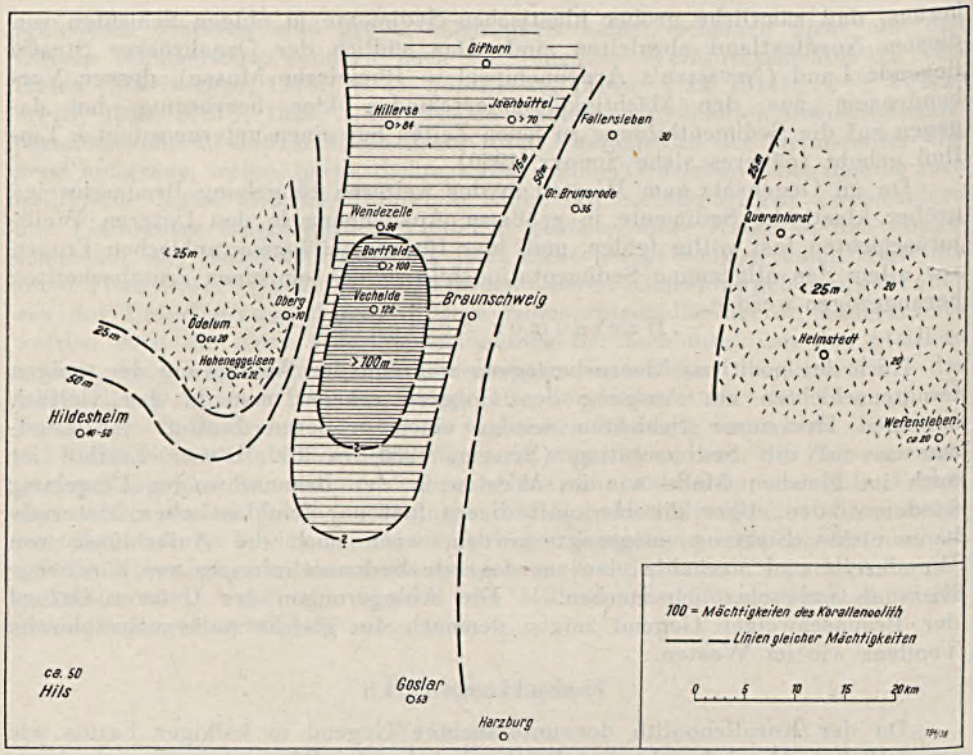


Abb. 1. Mächtigkeiten des Korallenooliths der weiteren Umgebung von Braunschweig

Nach den Untersuchungen im Westen ist zur Zeit des Unteren Korallenooliths, der ungefähr Salfeld's Zone mit *Perisphinctes wartae* Buk. und *Cardioceras alternans* v. Buch. entspricht, wahrscheinlich das nordische Festland stark eingeebnet, so daß es wenig klastisches Material ins Meer lieferte. Diese Beobachtung wird in der Braunschweiger Gegend, wo der Untere Korallenoolith auch nur in kalkiger Fazies auftritt, bestätigt. Das oben erwähnte Becken ist bereits im Unteren Korallenoolith vorhanden. Auf der westlichen Schwelle ist der Untere Korallenoolith bei Hoheneggelsen nicht viel mehr als 6 m mächtig, im Beckengebiet bei Wendezelle dagegen 21,5 m.

Der im Bad Harzburger Jura (siehe S. 702) beobachtete Aufarbeitungshorizont muß nicht unbedingt als Einfluß eines nahen Festlandes angesehen werden, falls er nur mehr lokale Bedeutung haben sollte, was nicht sicher feststeht. In den heutigen Meeren werden fern von der Küste auch öfters Stellen beobachtet, wo nicht sedimentiert bzw. etwas aufgearbeitet wird. Sollte obiger Emersionshorizont auf einen Festlandseinfluß zurückzuführen sein, so wird es sich nach dem Sedimentationsbilde des gesamten Korallenooliths um die südlich davon gelegene Rheinisch-Ardennische Masse handeln.

Der Mittlere Korallenoolith, etwa Salfeld's *Perisphinctes decipiens*-Zone, tritt durch stärkere Faziesänderungen hervor, die größere und sichere paläogeographische Rückschlüsse erlauben. Die Tone und teils dichten, teils oolithischen Kalke der Westschwelle, der Hildesheimer Gegend, des Hils

und des Harzrandes zeigen keinen direkten festländischen Einfluß, abgesehen davon, daß es sich hier um Flachwassersedimente handelt; aber als solche sind ja fast alle Weißjurasedimente Nordwestdeutschlands gekennzeichnet. Die sandigen Dolomite der Ostschwelle besitzen in ihrem Sandgehalt eine geringe klastische Sedimentzufuhr. Sie scheint in der Fallerslebener Gegend stärker zu sein als in der Helmstedter Umgebung, wo in diesem Horizont außerdem noch gelbe dolomitische, undeutlich oolithische Kalke auftreten. — Die Ablagerungen des Beckengebietes enthalten dagegen eine bedeutend stärkere klastische Materialzufuhr, die in Form von Sandmaterial innerhalb der Tonschichten und durch einige Sandstein- bzw. Kalksandsteinbänke vor allem im Bereich der Zwischenflözregion zu erkennen ist. Unter den bis jetzt bekannten Aufschlüssen zeigt Isenbüttel zweifellos die stärkste Sandzufuhr, die ganz allmählich über Hillerse—Wendezelle in südlicher Richtung abzunehmen scheint. In Abb. 2 sind die einzelnen Sedimentarten zur Zeit des Mittleren Korallenooliths ungefähr prozentual zu ihrem Auftreten wiedergegeben. Aus der allmählichen Sandabnahme in südlicher Richtung im Becken, der die Verringerung des Sandgehaltes in den Dolomiten auf der Ostschwelle parallel zu gehen scheint, sowie aus den sandfreien Sedimenten im Süden muß geschlossen werden, daß ein nördlich des Untersuchungsgebietes gelegenes Festland der Sedimentlieferant dieses klastischen Materials gewesen ist.

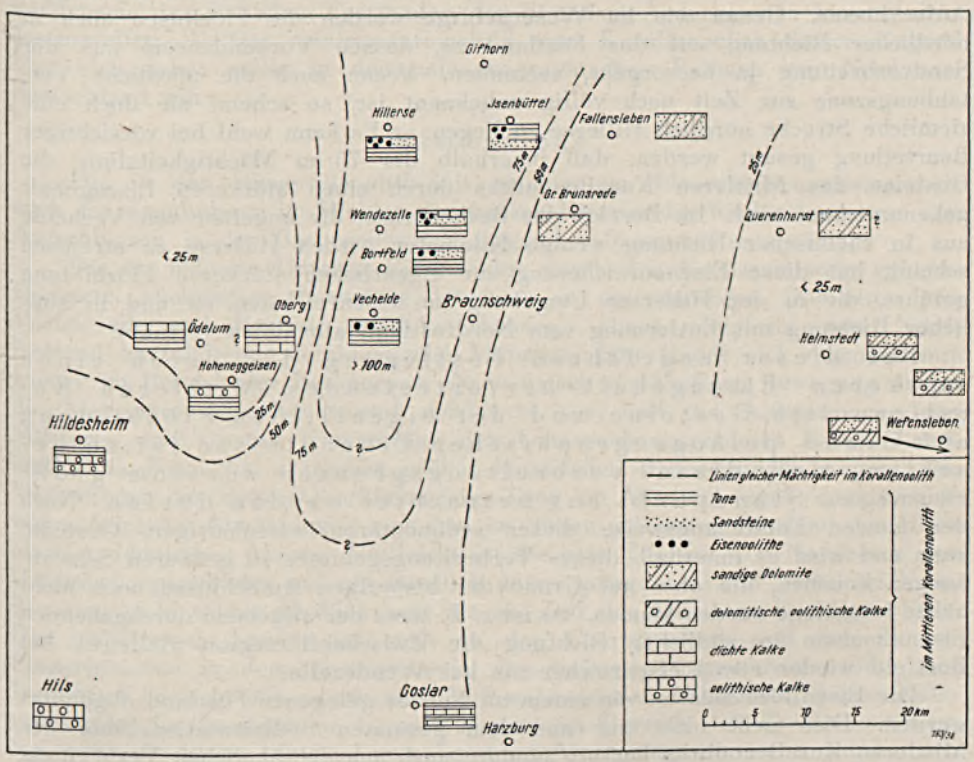


Abb. 2. Fazies des Mittleren und Mächtigkeiten des gesamten Korallenooliths der weiteren Umgebung von Braunschweig

Diese Ansicht wird noch bestätigt durch die Verbreitung der Eisenflözregionen im Mittleren Korallenoolith. Beide Flözregionen finden sich nur im Bereich des Beckens (siehe Abb. 2). Genau wie im Westen ist die Wohlverwahrtregion die eisenreichste Zone, an deren liegenden Grenze bei Hillerse und Wendezelle ein etwa 7,7 m bzw. 8 m mächtiges Eisenflöz vorhanden ist. Es handelt sich hier wohl zweifellos um ein durchgehendes Eisenflöz, das bei Hillerse ziemlich rein ist und nach den Kenntnissen bei Wendezelle in südlicher Richtung vertaubt (siehe Taf. 58). Die Zwischenflözregion enthält mehrere dünnbankige Eisenerzhorizonte. Auch sie ist bei Hillerse am eisenreichsten und nimmt in östlicher Richtung auf Isenbüttel zu unter Zunahme des Sandgehaltes an Eisen ab, desgleichen ist bei Wendezelle dieser Horizont sehr viel unreiner.

Im Wesergebirge treten die dortigen Eisenvorkommen in Form von „Flözlinsen" innerhalb der verschiedenen Eisenregionen des Mittleren Korallenoolith auf. Diese Erzlinsen schwellen sehr schnell an und ab, und ihre Längserstreckung verläuft mehr oder weniger in nord-südlicher Richtung (siehe Klüpfel, S. 83, 86 und Schott, 1930, S. 19). Nach den bisherigen Kenntnissen liegen in der Braunschweiger Gegend die gleichen Verhältnisse vor; nur scheinen die Flöze hier größere regionale Verbreitung zu haben. Im Osten und Westen werden sie durch den Beckenrand begrenzt und in südlicher Richtung vertauben sie nach den derzeitigen Aufschlüssen. Genau wie im Wesergebirge werden die Flözlinsen auch in nördlicher Richtung auf das Festland zu, dessen Vorhandensein aus der Sandverbreitung ja hervorgeht, vertauben. Wenn auch die nördliche Vertaubungszone zur Zeit noch völlig unbekannt ist, so scheint sie doch eine ziemliche Strecke nördlich Hillerse zu liegen. — Es kann wohl bei vorsichtiger Beurteilung gesagt werden, daß innerhalb der 75 m Mächtigkeitslinie die Gesteine des Mittleren Korallenooliths durch einen stärkeren Eisengehalt gekennzeichnet sind. Im Bereich der Beckenachse, die ungefähr von Vechelde aus in rheinischer Richtung wenige Kilometer östlich Hillerse zu streichen scheint, hat diese Eisenanreicherung zur eigentlichen stärkeren Flözbildung geführt, die in der Hillerser Umgebung am eisenreichsten ist und in südlicher Richtung mit Entfernung vom Nordfestland allmählich vertaubt.

Bei dieser ungefähren Festlegung der durch einen stärkeren Eisengehalt hervortretenden Mittleren Korallenoolith-Gesteine und der eigentlichen Flözbildung auf Grund paläogeographischer Erkenntnisse ist zu beachten, daß diese Verbreitungsgrenzen nur vom großräumigen Standpunkt aus betrachtet werden dürfen. Nach der ganzen Entstehungsweise dieser sedimentären, eisenhaltigen Gesteine kann und wird es innerhalb dieses Verbreitungsgebietes zu größeren Schwankungen kommen, die aber auf Grund der bisherigen Aufschlüsse noch nicht näher festgelegt werden können. So ist z. B. trotz der allgemein durchgehenden Eisenabnahme in südlicher Richtung die Zwischenflözregion vielleicht bei Bortfeld wieder etwas eisenreicher als bei Wendezelle.

Die Eisenflöze müssen von einem im Norden gelegenen Festland abgeleitet werden. Dies geht nicht nur aus dem gesamten Sedimentationsbilde des Mittleren Korallenooliths hervor, sondern auch aus der ähnlichen Verbreitung des in diesem Horizont auftretenden Sandes, sowie aus den eisenfreien Gesteinen der im Süden gelegenen Mittleren Korallenoolithvorkommen. Wie be-

reits früher angegeben (Schott, 1930, S. 38), werden die vom Nordfestland stammenden Eisenlösungen nach Überquerung der Brackwasserzone, in der sich nur wenig Eisen niedergeschlagen hat, bei einem bestimmten Salzgehalt des Meerwassers wohl auf einmal ausgefällt worden sein und in Richtung der Meeresströmung die oolithischen Eisenlager gebildet haben. — Die Eisenflöze und somit auch der ganze Mittlere Korallenoolith dieser neuen Gegend stimmen daher auch hier völlig überein mit den entsprechenden Aufschlüssen im Wesergebirge.

Diese Übereinstimmung zeigt gleichfalls der Obere Korallenoolith, der sogenannte Humeralisoolith, der nach Salfeld an die Zone der *Ringsteadia anglica* Salf. und *Ringsteadia pseudocordata* Blake gebunden ist. Der überall kalkige Humeralisoolith läßt keinen Festlandseinfluß in Form von klastischem Material erkennen.

Das Gesamtbild ergibt für den Korallenoolith der weiteren Umgebung Braunschweigs demnach folgendes: Das Nordfestland, das zur Zeit des Unteren Korallenooliths wahrscheinlich stark eingeebnet war, macht sich im Mittleren Korallenoolith durch eine stärkere Materialzufuhr in Form von Sanden und Eisenlösungen bemerkbar. Dies ist wohl auf eine Regression des Meeres zurückzuführen, auf die im Oberen Korallenoolith wieder eine stärkere Transgression folgt. Bis auf den fraglichen Einfluß an der Grenze Heersumer Schichten/Unterer Korallenoolith der Bad Harzburger Gegend ist das Vorhandensein des südlichen Festlandes, der Rheinisch-Ardennischen Masse, nicht festzustellen. — Das Sedimentationsbild vom Korallenoolith dieser Gegend fügt sich daher völlig in den paläogeographischen Rahmen von Nordwestdeutschland ein.

Kimmeridge

Die in der Humeralisoolith-Zeit eingetretene Meerestransgression hält nach den Ergebnissen im Westen den ganzen Kimmeridge hindurch an, was den Aufschlüssen in der Braunschweiger Gegend vollkommen entspricht.

Die im höheren Unteren Kimmeridge durch den Grenzsandstein gekennzeichnete, rückläufige Bewegung ist auch in den sandigen Dolomiten von Wendezelle und Bortfeld wiederzuerkennen. Diese ebenfalls vom Nordfestland herzuleitende feinklastische Materialzufuhr findet sich demnach nur wieder im Bereich der Beckenzone. Nach dieser rückläufigen Bewegung dringt die Meerestransgression soweit nordwärts vor, daß die Ablagerungen des Mittleren und Oberen Kimmeridge des Untersuchungsgebietes keinen Landeinfluß in Form von stärkeren gröber klastischen Beimengungen zeigen. Die Verbreitung der roten Oberkimmeridge-Tone im Westen ergab damals eine wahrscheinliche Abhängigkeit von dem im Süden gelegenen Festland der Rheinisch-Ardennischen Masse. Vielleicht ist die rote Tonfazies im Nordosten des Untersuchungsgebietes auf ein nördlich davon gelegenes Land zurückzuführen, das aber wohl weiter nördlich liegt als zur Zeit des Mittleren Korallenooliths. Die Nähe eines Landes ist auch an den Charafrüchten und den kleinen Planorbisarten in dem Kalksandstein des tieferen Oberen Kimmeridge bei Isenbüttel (Schicht 36) zu erkennen. Ob während der Ablagerung dieses Kalksandsteins die Isenbütteler Gegend bereits im Bereich der Brackwasserzone lag, oder ob dieses Material vom Land ins Meer eingeschwemmt worden ist, was wohl wahrscheinlicher ist, kann bis jetzt nicht mit Sicherheit entschieden werden.

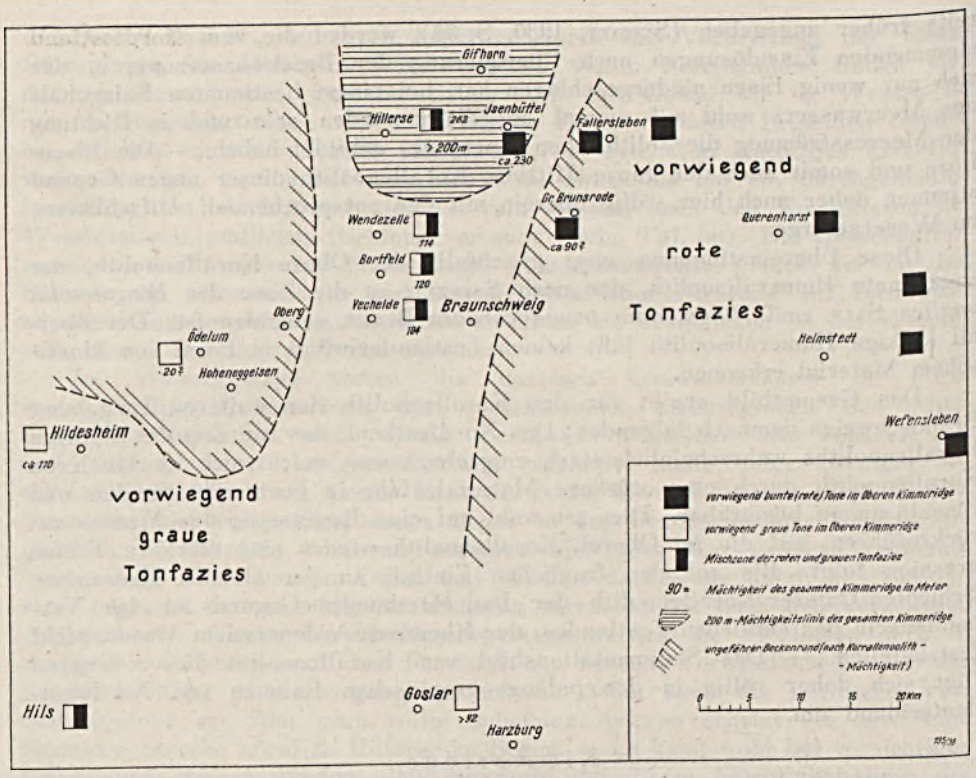


Abb. 3. Fazies des Oberen und Mächtigkeiten des gesamten Kimmeridge der weiteren Umgebung von Braunschweig

Mit der im Oberen Korallenoolith begonnenen und fast den ganzen Kimmeridge hindurch fortschreitenden Meerestransgression, die ein Absinken des Nordfestlandes anzeigt, geht eine Veränderung innerhalb des Beckengebietes vor. Zur Zeit des Mittleren Korallenooliths lag das Beckentiefste bei Vechelde; im Kimmeridge ist es nordwärts bis über Hillerse hinaus gewandert (vgl. Abb. 1 mit 3). Man kann daraus schließen, daß diese Beckenzone mit Rückschreiten des Nordlandes im Laufe des Kimmeridge sich auch weiter nordwärts erstreckt als zur Zeit des Korallenooliths. Dem Absinken der nordischen Masse gehen demnach auch Veränderungen innerhalb des alten Meeresraumes parallel.

Schlußfolgerungen

Die vorliegende Bearbeitung des Unteren Weißen Jura in der weiteren Umgebung von Braunschweig hat eine völlige Übereinstimmung mit den entsprechenden Schichten in den übrigen Teilen Nordwestdeutschlands ergeben. Nach den früheren Untersuchungen wurden die Unteren Weißjura-Schichten des Wietzer Erdölgebietes, des Deisters, Süntels, Weser-Wiehengebirges und des Teutoturger Waldes im Geosynklinalraum der Osnabrücker Straße abgelagert. Die dort vorhandenen gröber klastischen Sedimente stammen von dem im Norden liegenden Lande Cimbrien, das einen Teil der großen fennoskandischen Festlandsmasse darstellt, während das südlich gelegene Land, die

Rheinisch-Ardennische Masse, nur ganz selten und relativ feinklastisches Material geliefert hat. Zwischen den beiden Festlandsmassen bestand daher ein grundlegender Unterschied (näheres s. Schott, 1930).

Die Unteren Weißjura-Schichten der weiteren Umgebung von Braunschweig gehören auch in diese Geosynklinalzone der Osnabrücker Straße, deren Weitererstreckung in östlicher Richtung über die Gegend von Hannover hinaus bereits früher aus dem paläogeographischen Bilde als Verbindung nach dem norddeutschen Jurameer abgeleitet wurde. Die wenigen gröber klastischen Beimengungen in den dortigen Sedimenten müssen gleichfalls auf ein im Norden gelegenes Festland zurückgeführt werden. Dies ergibt sich aus den sandigen und eisenhaltigen Gesteinen des Mittleren Korallenooliths, sowie aus den sandigen Dolomiten im höheren Unteren Kimmeridge, der als Äquivalent des Grenzsandsteins angesehen wird, und vielleicht deutet die rote Tonfazies im Oberen Kimmeridge auch auf dieses Nordfestland hin. Die Rheinisch-Ardennische Masse, deren Vorhandensein aus der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes abzuleiten ist, läßt sich in den Schichten der hier bearbeiteten Gegend nicht nachweisen, wenn man nicht die Aufarbeitungszone an der Grenze Heersumer Schichten—Korallenoolith in der Bad Harzburger Gegend auf sie zurückführen will. — Das Sedimentationsbild zeigt demnach genau wie im Westen, von einzelnen Schwankungen abgesehen, eine fortdauernde Transgression des Meeres an, die eine immer weitergehende Überflutung der südlichen Teile der fennoskandischen Masse verursacht. Dadurch tritt eine starke Verbreiterung der Osnabrücker Straße ein und die gröber klastische Materialzufuhr nimmt im Untersuchungsgebiet stark ab, bzw. hört völlig auf. Die Hauptverbindung nach dem norddeutschen Jura ist südlich oder in den allersüdlichsten Teilen des Untersuchungsgebietes anzunehmen.

Auch hier im Osten ist der Geosynklinalraum der Osnabrücker Straße nicht ohne jede tektonische Einzelgliederung. So wird auf Grund der Mächtigkeiten der einzelnen Horizonte ein Schwellengebiet im Westen durch eine rheinisch streichende Beckenzone von einem östlichen Schwellengebiet getrennt. Die Sedimentationsunterschiede zwischen Becken und Schwellen sind ganz bedeutend; der Korallenoolith des Beckens hat fast überall weit mehr als die dreifache Mächtigkeit auf den Schwellen. Das Becken scheint nicht immer nur ein tektonischer Senkungsraum gewesen zu sein, in dem eine starke Sedimentation vor sich gegangen ist, sondern stellte wohl auch eine schwache Senke im Meeresboden des Mittleren Korallenoolithmeeres dar. Durch diese Senke ging wahrscheinlich eine Meeresströmung in südlicher Richtung, die das sandige Material und die Eisenlösungen von dem nördlichen Festland mitbrachte; durch einen rein tektonischen Senkungsvorgang ist diese scharfe Faziestrennung zwischen dem Becken und den Schwellen zur Zeit des Mittleren Korallenooliths wohl kaum zu deuten. — Auf diese Spezialundationen in dem Geosynklinalgebiet der Braunschweiger Gegend und über ihre Beziehungen zur weiteren Umgebung soll hier nicht weiter eingegangen werden. Diese Fragen werden im Rahmen einer Arbeit über den Sedimentationsraum des Unteren Weißen Jura Nordwestdeutschlands, die bereits in Vorbereitung ist, behandelt werden (Schott, 1938). Es sei aber hier bereits erwähnt, daß diese Mächtigkeitsschwankungen nichts mit den heute vorhandenen Salzstockstrukturen dieser Gegend zu tun haben; denn diese Schwankungen sind völlig unabhängig davon, ob diese Aufschlüsse an derartigen Salzstockstrukturen sich befinden oder nicht.

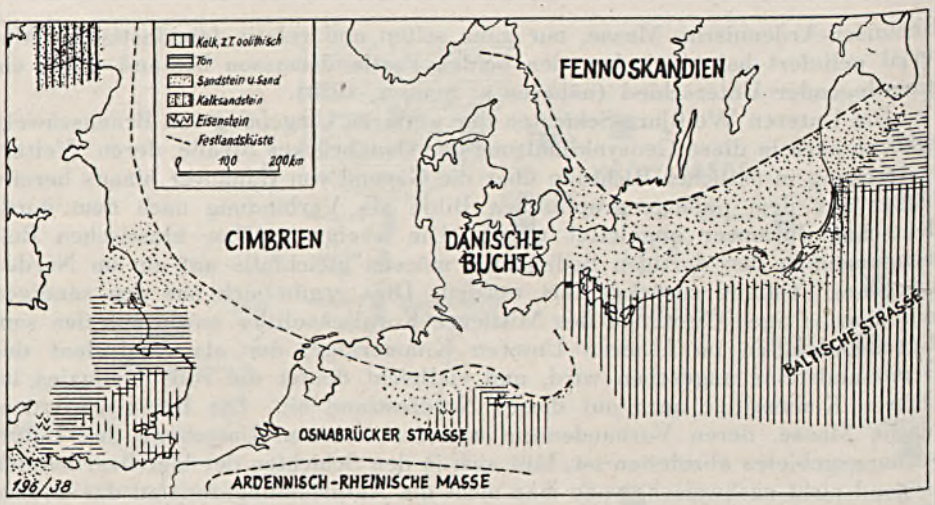


Abb. 4. Nordwesteuropa zur *Perisphinctes decipiens*-Zeit (Mittlerer Korallenoolith in Nordwestdeutschland)

Die Unteren Weißjuraschichten der weiteren Umgebung von Braunschweig haben nicht nur die früheren Untersuchungen dadurch bestätigt, daß sie in den damals vorgezeichneten paläogeographischen Rahmen vollkommen hineinpassen und Aufschluß gegeben haben über die Sedimentationsvorgänge in der Osnabrücker Straße weiter im Osten, sondern sie liefern auch eine genauere Grenzfestlegung des nordischen Landes Cimbrien in östlicher Richtung. Nach den gröber klastischen Sedimenten im Mittleren Korallenoolith, der *Perisphinctes decipiens*-Zeit, erstreckt sich Cimbrien weiter nach Osten als früher (1930) angenommen worden ist. Dies stimmt gut überein mit den Schwermineral-Untersuchungen von Deecke (S. 128 u. 144), der die sandigen Einschaltungen im Mittleren Korallenoolith des Wietzer Erdölgebietes auf Grund der Schwermineralgemeinschaft als „Allerprovinz" bezeichnet, deren Leitzusammensetzung bereits in den Sandsteinen des Rät sowie des Unter- und Ober-Doggers festzustellen ist. Die detritischen Gesteine dieser Allerprovinz Deecke's entstammen dem nördlich des Untersuchungsgebietes nachgewiesenen Festland, welches nach den allgemeinen paläogeographischen Betrachtungen den östlichen Ausläufer des Landes Cimbrien bildet (siehe Abb. 4).[2])

Diese Allerprovinz ist in der Braunschweiger Gegend auch noch zur Zeit des höheren Unteren Kimmeridge, der *Rasenia mutabilis*-Zeit, in den äquivalenten Schichten des Grenzsandsteins festzustellen. Ob durch die in der Humeralisoolithzeit einsetzende und immer stärker werdende Meerestransgression in der *Rasenia mutabilis*-Zeit die Zerstückelung und Überflutung von Cimbrien schon soweit fortgeschritten ist, daß das Land nördlich der Aller jetzt bereits ein eigenes Festland, getrennt von der Cimbrischen Hauptmasse, darstellt, kann zwar nicht mit Sicherheit entschieden werden, ist

2) Als Unterlage für diese paläogeographischen Kartenskizzen (Abb. 4 u. 5) wurden die Abb. 10 u. 12 der früheren Arbeit benutzt. Dort sind auch die faziellen Verhältnisse in den übrigen Teilen Nordwesteuropas zu den entsprechenden Zeiten erörtert (s. Schott 1930, S. 38 u. 40).

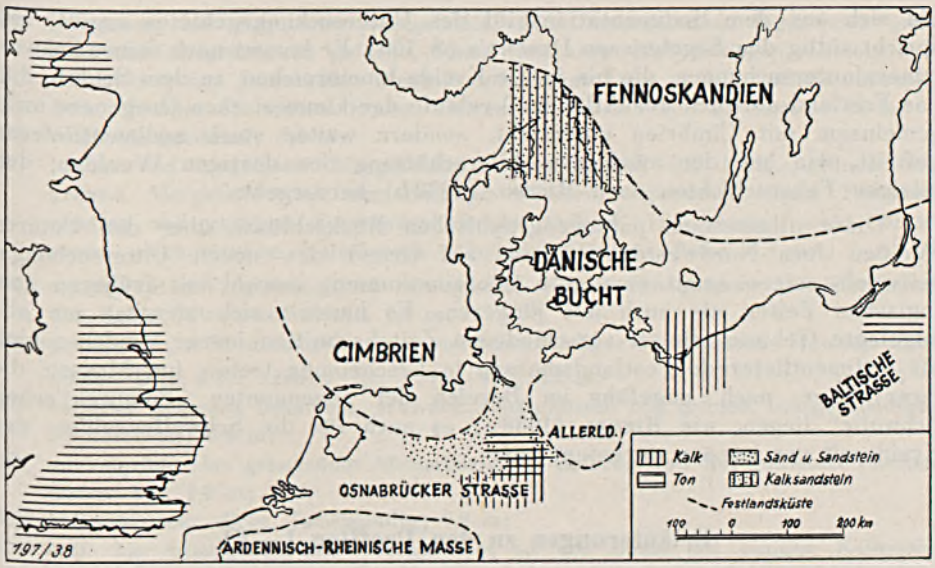


Abb. 5. Nordwesteuropa zur *Rasenia mutabilis* - Zeit. (Höherer Unterer Kimmeridge Nordwestdeutschlands)

aber wohl anzunehmen (s. Abb. 5).[3] [4] Und da die rote Tonfazies des Oberen Kimmeridge im Nordosten des Untersuchungsgebietes auf einen Einfluß des Festlandes hinweist, hat demnach dieses Land nördlich der Aller bis in diese Zeit hinein der Meerestransgression Widerstand geleistet. Diese Annahme,

3) In Abb. 5 ist dieses Festland nördlich der Aller kurz als „Allerland bezeichnet worden. Wenn auch die Lage dieser Schwellenzone Cimbrien-Allerland zur *Rasenia mutabilis*-Zeit etwas anders ist, so stimmt die paläogeographische Skizze doch verhältnismäßig gut überein mit dem Bild, das K. Richter auf Grund von Geschieben zur Zeit des tiefsten Unteren Kimmeridge, der *Pictonia baylei* - Zone, gewinnt (Richter, S. 111).

4) Herr Dr. Deecke hatte sich zur Klärung dieser paläogeographischen Fragen bereit erklärt, die äquivalenten Schichten des Grenzsandsteins von Hillerse und Wendezelle auf ihren Schwermineraliengehalt zu untersuchen, wofür ihm an dieser Stelle aufrichtig gedankt sei. Dazu teilt er folgendes mit:

„Die sandigen Dolomite des Unteren Kimmeridge von Hillerse und Wendezelle führen detritische Schwerminerale in folgender Zusammensetzung:

	Hillerse	Wendezelle
Zirkon	77%	71%
Turmalin	12%	15%
Rutil	6%	11%
Granat	5%	2%
Staurolith	—	1%
Epidot	unter 1%	—
	100%	100%

(Forts. s. S. 718)

die sich aus dem Sedimentationsbild des Untersuchungsgebietes ergibt, entspricht völlig den Ergebnissen Deecke's (S. 150). Er kommt nach seinen Schwermineraluntersuchungen, die bis in die Kreide hineinreichen, zu dem Schluß, daß das Festland nördlich der Aller im Verlaufe der kimmerischen Orogenese nicht gemeinsam mit Cimbrien untersinkt, sondern weiter stark sedimentliefernd auftritt, wie aus der mächtigen Allerschüttung des dortigen Wealden, den jetzigen Fuhseschichten nach Riedel (1938 b) hervorgeht.

Diese allgemeinen paläogeographischen Rückschlüsse über den Unteren Weißen Jura Nordwestdeutschlands auf Grund des neuen Untersuchungsmaterials zeigen somit eine gute Übereinstimmung sowohl mit früheren geologischen Zeiten als auch mit jüngeren. Es handelt sich hiernach um altangelegte Gebiete, die zu verschiedenen Zeitabschnitten immer wieder einmal als sedimentliefernde Festlandsmassen in Erscheinung treten, um Massen, die ihrer Lage nach ungefähr im Bereich der sogenannten „Pompeckj'schen Schwelle" liegen, wie Riedel (1938 a) es auch für die Schwellengebiete der Kreidezeit vor kurzem dargelegt hat.

Erläuterungen zu den Profilen I—VI

Profil I, Isenbüttel

55) graue oolithische Gigas-Kalke; Gigas-Schichten
Oberer Kimmeridge 125 m

54) dunkelgrauer und grünlichgrauer Tonstein; *Estheria* sp.; 1,2 m;

53) hell, zäh; 1,2 m;

52) Wechsellagerung von rotbraunen, graugrünen und dunkelgrauen Ton- sowie Tonmergelsteinen mit wenigen dünnen feinoolithischen Kalk- und grauen Anhydritlagen; etwa 21,6 m;

51) hellgrau, undeutlich feinoolithisch; 0,3 m;

50) rotbrauner und grünlichgrauer Tonmergelstein mit weißer und fleischroter Anhydritlage (etwa 0,8 m); etwa 7,5 m;

49) grauer Anhydrit in Wechsellagerung mit dunklem feinoolithischem Kalk; 3,8 m;

Ferner ist bemerkenswert, daß opake detritische Erzminerale (Magnetit und Ilmenit) in beiden Proben äußerst selten sind, und daß der Schwermineralgehalt des Sandes relativ gering erscheint.

Die Anwesenheit von Granat und Staurolith in geringen Mengen neben den stabilen Schwermineralien deutet die Herkunft des Sanddetritus aus nördlicher Richtung vom Hochgebiet nördlich der Aller an. Da der Disthen fehlt und das detritische Erz fast ganz zurücktritt, lassen sich beide Proben sogar genauer in die Leitzusammensetzung der östlichen Teilprovinzen innerhalb der Allerschüttungen einordnen (Deecke, S. 144). Diese Unterteilung, die (1935) am deutlichsten in der Allerschüttung des Wealden (jetzt Fuhseschichten Riedels) beobachtet wurde, jedoch auch für Valendis und Polyplocus-Sandstein aufgefunden war, ist nunmehr angesichts der Disthen führenden Sande im Oxford von Wietze auch zur Weißjurazeit anzunehmen. Dem würde, wie früher (1935) angedeutet, eine Untergliederung des Abtragungsgebietes nördlich der Aller entsprechen."

48) braunroter bis ziegelroter Mergelstein, ganz untergeordnet lagenweise graugrün und olivgrünbraun gefärbt; dünne fleischrote Anhydritlagen, Gestein z. T. dolomitisch und feinsandig. *Modiola lithodomus* Dkr. & K., *Corbula mosensis* Buv., *Corbula* cf. *inflexa* Roem., *Ostrea* sp., *Lucina* sp., Fischreste; 47 m;

47) wohl Mergelstein?; 5,4 m;

46) braun- und ziegelroter Mergelstein, wechsellagernd mit bläulichgrünem und grünem Mergelstein mit mittelbraunen Flecken, lagenweise dünne Feinsandstreifen und geringer Feinsandgehalt; im tieferen Teil wenige graue dünne, etwas glaukonitische Kalkflasern. *Corbula mosensis* Buv.; 6,3 m;

45) mittelgrau, z. T. glaukonitisch mit eckigen Linsen von grünem Mergelstein, an der Basis Ostrakoden-Schill; 0,6 m;

44) grüngrauer, z. T. glaukonitischer und feinstsandiger Mergelstein. *Modiola lithodomus* Dkr. & K., *Ostrea* sp., *Perna* sp.; 3,2 m;

43) hellgrau, schwach bräunlich, schwach glaukonitisch mit grünen, eckigen Mergelsteinbrocken; 0,4 m;

42) dunkelgrüner bis graugrüner Mergelstein, im tieferen Teil mit rötlichen Flecken, *Ostrea* sp.; 2,8 m;

41) hellgrau, sehr dicht, feinstsandig; 0,9 m;

40) hell- bis mittelgraugrüner Mergelstein, an der Basis mit einigen Kalksteinflasern vom Gestein der Schicht 39. *Modiola lithodomus* Dkr. & K., *Cardium* sp., *Corbula mosensis* Buv., *Gervillia* cf. *tetragona* Roem., *Ostrea* sp.; 3,8 m;

39) Kalksandstein bis sandiger Kalk, feinkörnig, etwas glaukonitisch, *Pleuromya* sp., *Perna* sp., *Ostrea* sp., *Pecten comatus* Roem.; etwa 1,0 m;

38) mittel- bis dunkelgraugrüner Mergelstein mit einigen hellbräunlichgrauen dünnen Kalkflasern und -lagen, *Modiola lithodomus* Dkr. & K., *Perna* sp., *Ostrea* sp., Coniferenzweige; 2,8 m;

37) fahl- bis graubraun, bituminös, dicht; 0,3 m;

36) hellgrau, feinkörnig mit Kohleschmitzen, einige Früchte von *Chara,* kleine *Planorbis*-Arten; 1,0 m;

35) hellgrünlichgrauer Mergelstein in Mergelkalkstein übergehend, *Modiola lithodomus* Dkr. & K., *Perna* sp., *Ostrea* sp.; 3,0 m;

34) grünlich- bis dunkelgrünlichgrauer Mergelstein mit einigen Mergelkalkflasern, *Pecten comatus* Roem., *Modiola lithodomus* Dkr. & K., Ostreenreste, u. a. *Ostrea multiformis* Dkr., *Cyprina nuculaeformis* Roem., Fischschuppen, verkohlte Holzreste; etwa 10,4 m;

Oberer Kimmeridge 125 m

Unterer u. Mittlerer Kimmeridge etwa 105 m

33) hell- bis hellbräunlichgrau, im tieferen Teil schwach feinsandig, *Pecten comatus* Roem.; 3,0 m;

32) mittel- bis dunkelgrauer Mergelstein; 1,0 m;

31) hell- bis dunkelgrau, mit einigen dünnen Tonmergelsteineinschaltungen und einer Anhydritlage, *Pecten comatus* Roem., *Modiola* sp., zahlreiche kleine *Ostreiden;* 18,4 m;

30) grünlichgrauer Mergelstein; 1,0 m;

29) grünlichgrau; etwa 4 m;

28) grünlichgrauer Mergelstein mit dünnen Anhydritflasern; etwa 1,5 m;

27) grünlichgrauer Mergelkalk, *Modiola lithodomus* Dkr. & K., *Cardium* sp., *Ostrea* sp.; etwa 2,0 m;

26) grünlichgrauer Mergelstein mit einigen tonigen Kalkflasern; 4,85 m;

25) hell- bis dunkelgrau, teils dicht, teils flaserig mit einigen Tonmergelstein- und Anhydriteinschaltungen, *Ostrea* sp., *Modiola* sp.; etwa 20 m;
24) grauer und graugrüner Mergelstein mit dünnen Kalk- und Anhydritlagen; 6,7 m;
23) hellfleischrot, feinkörnig; 2,0 m;
22) dunkler Mergelstein; 1,3 m;
21) grauer Mergelkalk mit Anhydritknoten, nach unten übergehend in hellgrauen kristallinen Kalk; 4,3 m;
20) weiß bis fleischfarben, feinkörnig; 1,7 m;
19) schwarzer Mergelstein und grauer Mergelkalk mit nußgroßen Anhydritlinsen, Ostreenreste und Ostrakoden; 0,8 m;
18) weiß bis hellgrau, z. T. fleischfarben gefleckt, feinkörnig; 3,1 m;
17) hellgrünlichgrauer Mergelkalk; 0,4 m;
16) graugrüner, z. T. feinglaukonitischer Mergelstein mit einigen dünnen Mergelkalk-, kalkigen Dolomit- und Anhydritlagen, *Modiola* cf. *lithodomus* Dkr. & K., *Gervillia tetragona* Roem., *Cyprina* sp., *Perna* sp., *Cyprina nuculaeformis* Roem., *Mytilus pernoides* Roem., Ostrakoden, *Ganoid*schuppen; 18,0 m;

Unterer u. Mittlerer Kimmeridge etwa 105 m

Korallenoolith > 70 m

15) dunkler unreiner flaseriger Kalk bis kalkiger Tonstein, *Ostrea* sp., *Pecten* sp.; 7,6 m;
14) rotbraun, kalkig mit graubraunen tonigen Flasern, *Ostrea* sp.; 1,15 m;
13) grau, unten bräunlich, dunkel geflammt, feinkörnig, übergehend ins Hangende und Liegende; 1,35 m;
12) rotbraun, dunkelgefleckt, unrein; 0,85 m;
11) grau, feinkörnig, Ostreenreste; 1,95 m;
10) mittelgrauer feinkörniger Kalksandstein (etwa 1 m), nach unten in eine Wechsellagerung von Kalksandstein, Tonmergelstein und Eisenoolithlinsen übergehend. Zusammen: 1,9 m;
9) dunkelgrauer bis schwarzer feinstsandiger Tonmergelstein mit bis zu 5 cm mächtigen Eisenoolithlinsen, an der Basis ziemlich sandig, Modiola sp.; etwa 1,5 m;
8) graugrün, feinsandig, feinkristallin; 0,8 m;
7) grünlichgrauer, im tieferen Teil rötlicher feinkörniger schwach toniger und kalkarmer Sandstein; 0,45 m;
6) braunroter bis schwarzbrauner ungleichkörniger Eisenoolith, im oberen Teil kalkig und feinsandig, im tieferen Teil schwach tonflaserig; 1,55 m;
5) dunkelgrau, fein- bis mittelkörnig, mit dünnen (bis zu 3 mm), unregelmäßigen Tonflasern und -lagen; 0,5 m;

wohl Zwischenflözregion, um 5,0 m

4) dunkler sehr sandiger Mergelstein mit Fossilresten, u. a. *Cidaris*stacheln, *Ostrea* sp.; 1,9 m;
3) schmutziggrau, z. T. Trümmerkalk mit Fossilresten, u. a. *Ostrea* sp., *Cidaris*stacheln; 1,6 m;
2) wohl Kalk? 3,5 m;
1) grau bis dunkelgrau, teils dicht und dolomitisch, teils oolithisch, nach unten in feinkörnigen Sandstein übergehend; 4,0 m erschlossen; = wohl Unterer Korallenoolith.

Profil II, Hillerse

65) dunkelgraue oolithische Gigaskalke mit Mittel- bis Feinsandstein- sowie Tonstein- und Anhydriteinlagerungen, an der Basis schwach konglomeratisch;

Gigas-Schichten

Oberer Kimmeridge 172 m

64) rotbraune, blaugraue, dunkelgraue und fahlbraune meist kalkfreie Tone (näheres unbekannt), im oberen Teil ziemlich kalkig; 38,5 m;
63) mittel- bis dunkelgrauer, grünlichgrauer und rotbrauner, z. T. dolomitischer Tonstein mit dünnen bräunlichgrauen Kalksteinlagen; etwa 5 m erschlossen;
62) dunkelgrau, feinkristallin mit hellbraunen Dolomitstreifchen; 1,8 m;
61) hell- bis mittelgraubraun, mit vielen hellgrauen bis weißen Anhydriteinschaltungen; 1,35 m;
60) dunkelgrau, z. T. vergipst; 0,4 m;
59) mittelgraugrüner und grüngrauer, z. T. ziegelrot gefleckter, schwach dolomitischer Tonstein; 3,5 m;
58) dunkelgrau, kalkig; 0,55 m;
57) graugrüner, rot gefleckter Tonstein; 1,7 m erschlossen;
56) mittelgrünlichgrauer dolomitischer Tonstein; 2,3 m erschlossen;
55) mittelgrüngrau und bräunlichgrau, mit bis faustgroßen, fast weißen Anhydritknollen und -schlieren; 8,4 m;
54) dunkelgrauer dolomitischer Tonstein; 1,5 m;
53) bräunlich- bis schwarzgrau und grünlichgrau, z. T. tonschlierig, z. T. sehr dicht und hart; 8,8 m;
52) hellgrünlich- und bräunlichgrauer stark dolomitischer Tonstein; 0,8 m;
51) mittelgrau bis farblos, z. T. vergipst, mit einigen dolomitischen Einlagerungen; 2,0 m;
50) mittelgrau und bräunlich, etwas tonig; 3,0 m;
49) mittelgrauer dolomitischer Tonstein; 0,5 m;
48) mittelgrau, stark tonig; 0,4 m;
47) mittelgrauer schwach kalkiger Tonstein; 0,3 m;
46) dunkelgrau, tonig, lagenweise kleine Anhydritknöllchen; 5,0 m;
45) mittelgrauer etwas dolomitischer Tonstein; 1,5 m;
44) mittelgrau, wechselnd tonig, mit kleinen Anhydritknollen und dünnen Anhydritbänken; 2,3 m;
43) mittelgrauer dolomitischer Tonstein; 1,7 m;
42) dunkelgrau, stark tonig, sehr schwach kalkig, *Pecten comatus* Roem.; 2,2 m;
41) dunkelgrauer dolomitischer Tonstein; 0,3 m;
40) Wechsellagerung von mittelgrüngrauem Dolomit und mittelgrauem Anhydrit; 8,8 m;
39) dunkelgrüngrauer scheinbar dolomitischer Schiefertonstein mit einigen dünnen dunkelbräunlichgrauen Dolomiteinlagerungen; 4,5 m;
38) dunkelgrau, tonig; 0,3 m;
37) dunkelgrauer Mergelstein mit einigen Anhydritknollenlagen; 2,4 m;
36) mittelgrau, gelegentlich weiß und rötlich, dicht, z. T. tonschlierig mit einigen dünnen, dunkelgrauen Dolomiteinschaltungen; 4,7 m;
35) dunkelgrau, tonig; 1,0 m;
34) mittelgrau, gelegentlich weiß und rötlich, dicht, mit zwei dünnen, grauen Kalksteinlagen; 2,0 m;

33) grüner, seltener dunkelgrauer und dunkelrotbrauner Tonmergelstein mit wenigen dünnen hellen oder rötlichen Anhydritknollenlagen; 9,5 m;

Oberer Kimmeridge 172 m
Mittlerer Kimmeridge 83,5 m

32) dunkel- bis mittelgrau, mit unregelmäßigen oolithischen Kalksteineinlagerungen. *Ostrea multiformis* Dkr.; 2,5 m;

31) dunkelgrau, z. T. etwas grünlich, stark tonig; 3,0 m;

30) mittel- bis dunkelgrauer, etwas grünlicher ziemlich kalkiger Mergelstein mit mehreren grauen Kalksteineinschaltungen. *Ostrea multiformis* Dkr., *Perna* sp.; 11,0 m;

29) mittel- bis dunkelgrau, tonig mit einigen dünnen Kalkooidlagen; 0,35 m;

28) bräunlichgrau, ganz schwach kalkig und etwas tonig; 1,55 m;

27) hellgrauer dolomitischer Tonstein und dunkelgrauer Mergelstein; 2,2 m;

26) dunkelgrauer und hellbräunlichgrauer toniger Kalkstein in Wechsellagerung mit dunkelgrauem, z. T. etwas grünlichem Mergelstein, *Exogyra* sp., *Perna* sp.; etwa 14,3 m;

25) dunkelgrauer, z. T. etwas grünlicher Mergelstein mit *Exogyren*schalen; 3,0 m;

24) dunkel, tonig; 1,3 m;

23) dunkelgrauer, unten graugrüner Mergelstein; 1,7 m;

22) mittel- bis dunkelgrau, z. T. etwas oolithisch, *Exogyren*reste; 3,2 m;

21) mittelgrauer, z. T. etwas grünlicher Tonmergelstein mit einigen dünnen grauen, schlierigen Kalklagen und rosagefärbten Anhydritknöllchen, *Ostrea multiformis* Dkr., *Trichites saussurei* Desh.; 14,8 m;

20) hellgrau, feinsandig und etwas tonschlierig; 1,7 m;

19) mittelbräunlichgrau, mit dünnen grauen tonigen Kalkschlieren und -knollen; 2,3 m;

18) mittel- bis dunkelgraue und grünlichgraue Mergelsteine, vor allem im tieferen Teil mit dünnen grauen tonigen Kalkflasern; 15,2 m;

17) Wechsellagerung von dunkelgrauem Tonmergelstein und mittelgrauem, etwas bräunlichem dolomitischem Kalkstein; 3,4 m;

16) hell- bis mittelgrau, bankweise oolithisch, z. T. feinsandig, *Ostrea multiformis* Dkr.; 1,4 m;

Mittlerer Kimmeridge 83,5 m
Unterer Kimmeridge 6,6 m

15) mittelgrauer, schwach bräunlicher stark feinsandiger Dolomit mit dunkelgrauen Tonschlieren; 2,7 m; = Äquivalent des Grenzsandsteins;

14) dunkelgrauer Mergelstein, *Ostrea multiformis* Dkr.; 3,9 m;

Unterer Kimmeridge 6,6 m
Oberer Korallenoolith 11,0 m
(Humeralisoolith)

13) hell- bis mittelgrau, schwach bräunlich und schwach feinsandig; 6,0 m;

12) Wechsellagerung von mittelgrauem, schwach oolithischem Kalkstein und dunkelgrauem Tonmergelstein, einige bis haselnußgroße Anhydritknollen, *Trichites saussurei* Desh., *Ostrea multiformis* Dkr.; 5,0 m;

Oberer Korallenoolith 11,0 m
(Humeralisoolith)
Mittlerer Korallenoolith 54,9 m

11) dunkelgrauer Tonmergelstein mit einigen Brauneisenstein- und Toneisensteingeröllchen; etwa 3,5 m;
10) grau, feinsandig, durch zahlreiche unregelmäßige Lagen und Schlieren von Eisenooiden rötlich gefärbt, im tieferen Teil etwas tonschlierig; 11,0 m;
9) roter, reiner, kalkiger Eisenoolith mit wenigen dünnen dunkelgrauen Tonmergelsteinschlieren; etwa 7,7 m; = Flöz „Wohlverwahrt"; } Wohlverwahrtregion, 22,2 m
8) mittel- bis dunkelgrauer Tonmergelstein mit wenigen dünnen schlierigen Kalklinsen, *Cyprina* sp., *Exogyra* sp.; 15,1 m;
7) dunkelgrauer schwach kalkiger Tonstein mit zahlreichen Schlieren und Linsen von Roteisenoolith; 0,7 m;
6) roter reiner Eisenoolith, kalkig, mit stecknadelkopfgroßen Eisenooiden, im mittleren Teil etwas tonig und schwach feinsandig; etwa 2,15 m;
5) dunkelgrauer Schiefertonstein mit wenigen Eisenoolithflasern und dünnen Eisenoolithlagen bis zu 0,1 m Mächtigkeit; etwa 2,75 m; } Zwischenflözregion etwa 5,6 m
4) hellgraugrün, selten hellgrau, feinkörnig, glaukonitisch, schwach kalkig, z. T. tonschlierig und Ooidlagen von Kalk oder Eisen; 3,7 m;
3) oben dunkelgrauer Tonmergelstein (etwa 3 m) mit einigen dünnen grauen Kalkknauern, unten dunkelgrauer Schiefertonstein mit dünnen Feinsandstreifen; 8,8 m:

Mittlerer Korallenoolith 54,9 m
Unterer Korallenoolith 17,7 m erschlossen

2) mittel- bis dunkelgrau, z. T. bräunlichgrau, z. T. etwas mergelig, im oberen Teil mit kleinen Kalksteinbröckchen und auch etwas oolithisch, im unteren Teil stellenweise dolomitisch, eingeschaltet kleine helle Anhydritknöllchen, *Perna* sp., *Exogyra* sp.; 15,6 m;
1) mittel- bis dunkelgraubraun, dicht, feinkristallin, mit einigen bis walnußgroßen hellen Anhydritknollen; 2,1 m.

Profil III, Wendezelle

33) graue, z. T. oolithische und glaukonitische Gigaskalke;

Gigas-Schichten
Oberer Kimmeridge 71 m

32) schwärzlich und grünlichgrau, tonschlierig, dolomitisch und z. T. vergipst; 0,4 m;
31) hell- bis dunkelgrüngrau, glaukonitisch, dolomitisch; 1,0 m;
30) vorwiegend hell- bis dunkelgrauer, untergeordnet bräunlicher dolomitischer Tonstein mit einigen rötlichen bis schwarzgrauen knolligen Anhydritbänken bis zu 1 m Mächtigkeit, *Ostrea* sp.; 50,3 m;
29) hellgrau, z. T. oolithisch, z. T. feinsandig und tonschlierig, *Ostrea* sp.; 5,7 m;
28) bunter, vorwiegend grüner Mergelstein, z. T. etwas feinsandig, mit einigen hellen dünnen oolithischen Kalklagen, wenige nußgroße Anhydritknollen, *Modiola lithodomus* Dkr. & K., *Perna* sp., *Ostrea* sp. u. a.; 11,0 m;

Oberer Kimmeridge 71,0 m
Mittlerer Kimmeridge 34,9 m

27) Wechsellagerung von mittel- bis dunkelgrauem Mergelstein und grauem tonigen Kalkstein, der z. T. oolithisch ist (besonders im tieferen Teil), einige kleine Anhydritknollen; *Modiola lithodomus* Dkr. & K., *Perna* sp., *Pecten* sp., *Ostrea* sp., Fischreste; 29,3 m;

26) grau, z. T. tonflaserig, mergelig und oolithisch; 5,6 m;

Mittlerer Kimmeridge 34,9 m

Unterer Kimmeridge 8,0 m

25) hellbräunlichgrauer, z. T. schwach grünlich gefärbter, stark feinsandiger Dolomit; etwa 5 m; = Äquivalent des Grenzsandsteins;

24) grauer bis grünlichgrauer, stark toniger, etwas feinsandiger, stark dolomitischer Kalk mit vielen kleinen weißgrauen Anhydritknollen; *Trigonia* sp., *Modiola* sp., *Terebratula* sp., *Ostrea* sp., Übergang zur Schicht 25; 3,0 m;

Unterer Kimmeridge 8 m

Oberer Korallenoolith 17 m

23) hell- bis dunkelgrau, meist feinoolithisch, im oberen Teil eine dünne Feinsandlage, z. T. ziemlich tonig, stellenweise ist der Kalk in Dolomit umgewandelt und die Kalkooide sind herausgelöst, einzelne kleine Anhydritknollen; 17 m; =Humeralisoolith;

Oberer Korallenoolith 17 m

Mittlerer Korallenoolith 57,6 m

22) grau bis dunkelgrau und bräunlichgrau, stark tonig, mit vielen tonigen Lagen besonders im oberen Teil und vielen Eisenooiden sowie Brauneisengeröllchen; 12 m;

21) rotbraunes feinoolithisches, meist toniges Eisenerz mit einigen tonreicheren Partien, einzelnen gröberen Brauneisengeröllen und rötlichweißen Anhydritknöllchen; eingeschaltet wenige dunkle zentimetermächtige Tonsteinlagen; etwa 8,0 m; = Flöz „Wohlverwahrt"; } Wohlverwahrtregion, etwa 20 m

20) wohl dasselbe wie bei 19; 1,5 m;

19) dunkelgrauer, eisenoolithischer und etwas kalkoolithischer Kalkstein mit vielen dunklen tonigen Lagen und einigen dünnen Eisenoolithlagen; 4,5 m erschlossen;

18) wohl dasselbe wie bei 17; 3,8 m;

17) Wechsellagerung von dunkelgrauem kalkigen Tonstein und tonigem Kalkstein; etwa 7,0 m erschlossen;

16) rotbraunes oolithisches stark kalkiges Eisenerz; 1,5 m;

15) Wechsellagerung von Tonstein und Kalkstein wie bei 13; 1,0 m;

14) Eisenoolith wie bei 8, tonärmer; 0,5 m;

13) Tonstein wie bei 9 in Wechsellagerung mit eisenreichem stark tonigen Kalkstein; etwa 3,0 m;

12) Eisenoolith wie bei 8, tonärmer; 0,1 m;

11) Tonstein wie bei 9; 0,6 m;

10) Eisenoolith wie bei 8; 0,4 m;

9) dunkelgrauer, eisenhaltiger Tonstein; 0,6 m;

8) rotbrauner sehr unreiner toniger, Fossilreste führender Eisenoolith, schwach kalkig; 0,8 m; } Zwischenflözregion, 3,5 m

7) dunkelgrauer bis schwarzer Tonstein mit einigen Brauneisengeröllchen; etwa 4,2 m;

6) dunkelgrauer Tonstein mit bis 1 cm mächtigen grauen Kalklagen und -knollen, einigen Brauneisengeröllchen; 2,0 m;

5) hell- bis dunkelgrau, feinkörnig, stark kalkig, mit dünnen dunklen, unregelmäßigen Tonlagen; 1,6 m;

4) dunkelgrauer, sehr stark toniger Kalk (Übergang in 3); etwa 3,0 m;

3) dunkelgrauer kalkiger Schieferton mit einer 0,2 m mächtigen Ostreenschillage; 1,5 m;

Mittlerer Korallenoolith 57,6 m

Unterer Korallenoolith 21,5 m

2) grau bis dunkelgrau, teils bläulichgrau, mittel- bis feinoolithisch, lagenweise Trümmerkalk, mit einer dünnen, feinkörnigen Kalksandsteineinschaltung (0,4 m), *Ostrea* sp.; 21,5 m;

Unterer Korallenoolith 21,5 m

Heersumer Schichten

1) graue bis dunkelgraue dunkel gefleckte, tonige feinkörnige Kalksandsteine der Heersumer Schichten.

Profil IV, Bortfeld

21) graue z. T. etwas feinsandige, glaukonitische Gigaskalke mit einigen bis walnußgroßen hellgrauen Kalkgeröllen;

Gigas-Schichten

Kimmeridge etwa 120 m

20) hell- bis dunkelgrau; 0,2 m;

19) dunkelgrau, sehr feinkörnig tonflaserig; 1,0 m;

18) dunkelgrüngrauer feinstsandiger Tonstein, *Ostrea* sp.; 2,0 m;

17) hellgrau, sehr dicht, z. T. tonig; 1,4 m;

16) mittel- bis dunkelgrauer feinstsandiger Tonstein mit einigen dünnen helleren Kalksteinknauern und -flasern, *Ostrea* sp.; 2,0 m;

Kimmeridge etwa 120 m

Korallenoolith > 100 m

15) hellgraubrauner dichter Kalkstein mit unregelmäßigen dunkelgrauen Kalkooidlagen, nach unten zu stark feinsandig; etwa 2,0 m; = wohl Humeralisoolith;

14) dunkelgrauer bis schwarzer schwach feinsandiger toniger Mergelstein mit zahlreichen Kalkooiden, Kalkooidknauern und im tieferen Teil mit Eisenooiden; 2,6 m erschlossen;

13) dunkelgrauer bis schwarzer, stark oolithischer, toniger Mergelstein; 5,1 m erschlossen;

12) dunkelgrauer, etwas feinsandiger Schiefertonstein mit vielen dunkelgrauen Kalkooiden und wenigen Eisenooiden, häufig braune kleine Toneisensteingeröllchen; etwa 5,5 m;

11) dunkelgrauer etwas feinsandiger Schiefertonstein mit einigen Muschelschillagen; etwa 3,9 m;

10) dunkelgrauer dichter Kalkstein, z. T. ziemlich mergelig mit kleinen Linsen von braunen Eisenooiden und kantigen Toneisensteinstückchen; 2,5 m;

9) derselbe Eisenoolith wie unter 7; 0,2 m;
8) wohl Eisenoolith oder Tonstein?; etwa 2,5 m;
7) rotbrauner toniger kalkiger Eisenoolith, z. T. feinsandig mit einzelnen unregelmäßigen dunkelgrauen und fast schwarzen feinsandigen Schiefertonfetzen; 1,0 m;
6) rotbrauner reiner mittelkörniger Eisenoolith; 0,8 m;
5) wohl Eisenoolith oder Tonstein?; etwa 1,5 m;
4) rotbrauner kalkiger mittelkörniger Eisenoolith mit einigen kantigen Brauneisenstückchen; 4,2 m;

} wohl Zwischenflözregion, etwa 10 m

3) hell- bis dunkelgrau, z. T. bräunlich, schwach kalkig, z. T. tonschlierig, mit vielen gelben und gelb- bzw. rotbraunen Eisenooiden sowie Toneisensteinstückchen; 1,8 m;
2) dunkelgrauer bis schwarzer Schiefertonstein mit dünnen grauen feinkörnigen Kalksandsteinlagen; 9,2 m;
1) hell- bis mittelbräunlichgrau, feinkörnig, im tieferen Teil mit mittelkörnigen Kalkooiden, Ostrea sp.; 2,0 m.

Profil V, Vechelde

16) Gigas-Schichten, wohl als Kalke ausgebildet;

Gigas-Schichten
Kimmeridge, etwa 104 m

15) mittelgrüngrauer, z. T. dunkelgrauer dolomitischer Tonstein; 1,0 m;
14) weißgrau, dicht, mit millimeterdünnen Tonschlieren; 0,7 m;
13) mittel- bis dunkelgrau, tonschlierig; 0,3 m;
12) grünlichgrauer und bräunlichgrauer Tonmergelstein mit mittel- bis dunkelgrauen Kalksteinbänkchen; 0,8 m;
11) mittel- bis dunkelgrau, etwas feinsandig; *Pecten comatus* Roem., *Ostrea multiformis* Dkr.; 1,0 m;
10) dunkelgrauer, toniger Mergelstein mit bis zu 0,2 m mächtigen, hell- bis mittelgrauen, etwas tonigen Kalksteinbänkchen, *Ostrea* sp.; 3,0 m;

Kimmeridge etwa 104 m
Korallenoolith etwa 122 m

9) hellgrau, etwas tonig und wohl etwas oolithisch, *Ostrea multiformis* Dkr.; 0,5 m; = wohl Humeralisoolith?;
8) dunkelgrauer, meist feinsandiger Schiefertonstein, besonders im tieferen Teil mit vielen bis erbsengroßen Brauneisensteinbröckchen, *Rhynchonella* sp.; 0,6 m;
7) dunkelbräunlichgrau, schwach tonig und feinsandig, wenige Brauneisensteingeröllchen, zahlreiche bis walnußgroße, farblose und rötliche Anhydritknollen; 1,8 m;
6) rötlichbraun, schwach kalkig, mitteloolithisch und einige kantige Brauneisenbröckchen, etwas tonmergelschlierig; 0,4 m; = wohl aus der Zwischenflözregion;
5) dunkelgrauer z. T. mittelgrünlich- und bräunlichgrauer dolomitischer, toniger Feinsandstein mit einigen bis walnußgroßen farblosen Anhydritknollen; 1,7 m;

4) mittelgrau, z. T. hellbraun, *Perna* sp.; 1,8 m;
3) hell- bis mittelgrau, viele Schalentrümmer; 0,6 m;
2) dunkelgraubraun und dunkelgrau, dicht; 0,4 m;

} Unterer Korallenoolith (um 22 m?)

Korallenoolith etwa 122 m
Heersumer Schichten

1) dunkelgrau, stark kalkig, feinkörnig, tonig, mit Ostreenschillagen; 1,0 m.

Profil VI, Harzrand (Goslar-Langenberg b. Oker)

(vorwiegend nach G. Württenberger, 1885, S. 563)

34) der obere halbe Meter brekziös; 3,0 m;
33) bunte, z. T. schiefrige Mergel mit zwei dolomitischen Kalklagen von 0,2 m; 7,85 m;
32) dolomitisch; 0,73 m;
31) blaugraue und gelbe, z. T. schiefrige Tonmergel mit drei dolomitischen Kalklagen bis zu 0,3 m; 7,90 m;

Oberer Kimmeridge > 19,48 m
Mittlerer Kimmeridge 43,23 m

30) grau, gelblich, z. T. rötlichgrau, meist dicht, z. T. brekziös; 9,8 m;
29) gelblichgrau, oben mergelig; 2,99 m;
28) grau und gelblichgrau, meist dicht, mit einigen Mergelzwischenlagen; 15,0 m;
27) graue Mergel; 0,73 m;
26) grau und rötlichgrau, unten mergelig; 5,2 m;
25) Mergel; 0,61 m;
24) grau, dicht; 3,2 m;
23) Tonmergel; 0,85 m;
22) dolomitisch; 0,8 m;
21) Kalkmergel; 1,0 m;
20) hell- bis dunkelgrau, z. T. oolithisch, z. T. organogen mit dünnen Mergelzwischenlagen; 3,05 m;

Mittlerer Kimmeridge 43,23 m
Unterer Kimmeridge 29,75 m

19) graue und grünlichgraue Tonmergel, z. T. dolomitisch, z. T. glaukonitisch mit einer Kalkknollenlage von 0,2 m; 3,5 m;
18) heller glaukonitischer fossilreicher Mergelkalk; 1,0 m;
17) heller Tonmergel; 0,7 m;
16) hell, z. T. dolomitisch; 1,8 m;
15) Wechsellagerung von hellgrauen Kalken und Mergeln; 22,0 m;
14) grau, z. T. mit Kalkooiden; 0,75 m;

Unterer Kimmeridge 29,75 m
Oberer Korallenoolith 16,1 m
(Humeralisoolith)

13) plattig, sehr feinoolithisch; 3,5 m;
12) locker; 2,5 m;
11) grau, dicht; 1,0 m;

10) in den unteren 3 m sehr mergelig und etwas plattig; etwa 7,5 m;
9) 1,6 m;

Oberer Korallenoolith 16,1 m
(Humeralisoolith)
Mittlerer Korallenoolith 13,0 m

8) gelblichgrau, mit dünnen Mergelzwischenlagen; 3,0 m;
7) graue Kalk- und Tonmergel mit Kalkkonkretionen; 2,5 m;
6) gelblichweiß, z. T. oolithisch, z. T. dicht; 3,5 m;
5) grauer Mergelton mit oolithischen dünnplattigen Kalklagen; etwa 4,0 m;

Mittlerer Korallenoolith 13 m
Unterer Korallenoolith 24 m

4) im oberen Teil oolithisch, im unteren Teil löcherig und mergelig; 10,0 m;
3) grünlichgelbe und graue, oben etwas sandige Mergeltone mit drei dünnen Kalkbänken; 8,0 m;
2) grau, dünnbankig, dicht, mit Tonmergelzwischenlagen, am Südhang des Langenberges ziemlich eisenreich, z. T. mit Konglomeraten; etwa 6 m;

Unterer Korallenoolith 24 m
Heersumer Schichten

1) bräunlichgraue, sandige Mergeltone mit sandigen Schichten, *Cardioceras cordatum* Sow., *Aspidoceras perarmatum* Sow.; = Heersumer Schichten.

Schriften

Bode, A. & Schroeder, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Goslar (2. Aufl.). — Preuß. geol. L.-A., Liefg. 174. Berlin 1926.

Brauns, D.: Der obere Jura im nordwestlichen Deutschland von der oberen Grenze der Ornatenschichten bis zur Wealdbildung mit besonderer Berücksichtigung seiner Molluskenfauna. — Braunschweig 1874.

Dahlgrün, F. & Grupe, O.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Hildesheim. — Preuß. geol. L.-A., Liefg. 287. Berlin 1930.

Deecke, H.: Schwermineral-Untersuchungen zur Paläogeographie von Jura und Kreide in Nordwestdeutschland. — Mitt. geol. Staatsinst., H. XV, S. 109 bis 151. Hamburg 1935.

Erdmannsdörffer, O. H. & Schroeder, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Harzburg (3. Aufl.). — Preuß. geol. L.-A., Liefg. 100. Berlin 1927.

Klüpfel, W.: Stratigraphie der Weserkette (Oberer Dogger und Malm unter besonderer Berücksichtigung des Oberoxford). — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. H. 129, S. 1—423. Berlin 1931.

Koert, W. & Dienemann, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Hötensleben. — Preuß. geol. L.-A., Liefg. 264. Berlin 1927.

Mestwerdt, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Heiligendorf. — Preuß. geol. L.-A., Liefg. 185. Berlin 1914. (1914 a.)

— : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Groß-Twülpstedt. — Preuß. geol. L.-A., Liefg. 185. Berlin 1914. (1914 b.)

Richter, K.: Paläogeographische Bedeutung von Malmgeschieben. — Z. Geschiebeforsch., 7, S. 97—115. Berlin 1931.

Riedel, L.: Der Westrand der Pompeckj'schen Schwelle zur Kreidezeit in Hannover. — Z. deutsch. geol. Ges., 90, S. 26—41, Tafel 1. Berlin 1938. (1938 a.)

— : Zur Stratigraphie der tiefen Unterkreide in Hannover, besonders in dem Erdölgebiet. — Erscheint i. Jb. preuß. geol. L.-A. Berlin 1938. (1938 b.)

Salfeld, H.: Die Gliederung des oberen Jura in Nordwesteuropa von den Schichten mit *Perisphinctes martelli* Oppel an aufwärts auf Grund von Ammoniten. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. 37, S. 125—246. Stuttgart 1914.

Schmierer, Th.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Weferlingen. — Preuß. geol. L.-A., Liefg. 185. Berlin 1914. (1914 a.)

— : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Helmstedt. — Preuß. geol. L.-A., Liefg. 185. Berlin 1914. (1914 b.)

Schott, W.: Palaeogeographische Untersuchungen über den Oberen Braunen und Unteren Weißen Jura Nordwestdeutschlands. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. H. 133, S. 1—51, Taf. 1—6. Berlin 1930.

— : Der Sedimentationsraum des Unteren Weißen Jura Nordwestdeutschlands. — In Vorbereitung; erscheint wohl i. d. Z. deutsch. geol. Ges. 1938.

Schroeder, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Vienenburg (2. Aufl. m. Ergänzungen durch F. Behrend). — Preuß. geol. L.-A., Liefg. 290. Berlin 1931.

Woldstedt, P.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Meine. — Preuß. geol. L.-A., Liefg. 215. Berlin 1928.

— : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Fallersleben. — Preuß. geol. L.-A., Liefg. 215. Berlin 1929.

Württenberger, G.: Über den oberen Jura der Sandgrube bei Goslar. — Z. deutsch. geol. Ges., 37, S. 559—587. Berlin 1885.

Urschrift eingegangen am 23. Februar 1938

Druckauftrag erteilt am 24. Juli 1938

Die Gliederung des nordwestdeutschen Tertiärs auf Grund von Mikrofossilien

Von K. Staesche, Berlin

Die stratigraphische Stellung der einzelnen, im norddeutschen Flachland verstreuten Tertiärvorkommen ist noch nicht in jedem Falle restlos geklärt. Durch die Bedeckung mit z. T. sehr mächtigen diluvialen Schuttmassen ist der räumliche Zusammenhang der einzelnen, meist kleinen Vorkommen dem Blick entzogen; tektonische Bewegungen und glaziale Stauchung haben die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse weitgehend gestört. Die regionale Verfolgung einzelner Schichtkomplexe und die für die stratigraphische Eingliederung bedeutsame Feststellung horizontaler Faziesänderungen, von Mächtigkeitsschwankungen u. dgl. ist dadurch sehr erschwert.

Hinzu kommt, daß ein beträchtlicher Teil der Tertiärablagerungen sich durch erschreckende Fossilarmut auszeichnet. Auch eine paläontologische Altersbestimmung ist daher in vielen Fällen nicht, in anderen nur angenähert durchführbar. Eine Ausnahme bilden eigentlich nur die Fundpunkte, von denen im Laufe der Jahre eine große Anzahl Fossilien zusammengekommen ist, die dann einer exakten Altersbestimmung als Grundlage dienen konnte. Erinnert sei hier an die Ausscheidung der älteren Hemmoorer und der jüngeren Reinbeker Stufe des Mittelmiozäns durch Kautsky. In vielen Fällen aber ist die Eingliederung in eine dieser Stufen aus Mangel an charakteristischen Fossilien nicht möglich; man wird häufig zufrieden sein müssen, von einem Vorkommen nach Prüfung der Fossilien überhaupt sagen zu können, es sei Mittelmiozän, wobei die Zugehörigkeit zu der tieferen oder der höheren Stufe dahingestellt bleiben muß.

Das Beispiel des Mittelmiozäns wurde angeführt, weil hier einmal eine durch Fossilien belegte Unterteilung existiert; daß diese nicht in jedem Falle angewandt werden kann, ist zunächst belanglos, ebenso die Tatsache, daß infolge der besonderen faunistischen Verhältnisse des miozänen Nordseebeckens die für dieses ausgeschiedenen Stufen nicht exakt mit dem für die südliche Faunenprovinz aufgestellten Standardschema des Tertiärs parallelisiert werden können. Jedenfalls ist das Jungtertiär in Nordwestdeutschland namentlich durch die Untersuchungen Gripp's und Koch's recht gut bekannt, und es ist meist möglich, auf Grund von Fossilien und der petrographischen Beschaffenheit die jungtertiären Schichten ihrem Alter nach wenigstens roh einzugliedern.

Für das Alttertiär besteht diese Möglichkeit nicht. Fossilien werden, zumal in Bohrungen, nur ganz ausnahmsweise angetroffen, und die petrographische Beschaffenheit bietet keine ausreichende Grundlage für eine Gliederung. Den einzigen zuverlässigen Leithorizont bilden die im unteren Teil des Eozäns auftretenden Lagen vulkanischer Asche, die aber nicht überall entwickelt sind. Für den über diesen Aschenschichten liegenden, oft

mehrere Hundert Meter mächtigen Schichtkomplex gab es bisher kein Erkennungsmittel von allgemeinerer Bedeutung, das es ermöglicht hätte, ein isoliertes Tonvorkommen oder eine Bohrprobe einem bestimmten Teil des Profils zuzuweisen. Zwar sollte man annehmen, daß der mitteloligozäne Septarienton ob seiner weiten Verbreitung und seiner wohlbekannten Fauna überall, wo er auftritt, leicht erkannt wird. Dem steht aber die Tatsache entgegen, daß fast sämtliche Vorkommen mariner Eozäntone in Norddeutschland früher als Mitteloligozän gedeutet wurden, bis Gagel auf die weite Verbreitung des Eozäns im Untergrund des Flachlandes hinwies. Daß dieser bedeutende Kenner des Alttertiärs hierbei auch manche Tone ins Eozän stellte, die sicher dem Mitteloligozän angehören, und daß andere Vorkommen noch heutigentages umstritten sind, beweist nur, daß es trotz der guten faunistischen Charakterisierung des Mitteloligozäns eben nicht in jedem Einzelfall möglich ist, Mitteloligozän und Eozän makroskopisch zu unterscheiden.

Um mir hier eine sichere Grundlage zu schaffen, befaßte ich mich seit etwa 10 Jahren mit der Untersuchung der Foraminiferenführung der Tertiärschichten, wobei mir, seit 1930 in steigendem Maße, auch Bohrprofile zur Verfügung standen. Diese erwiesen sich als besonders wertvoll, weil sie eine Aufeinanderfolge verschiedener Mikrofaunen enthüllten, die sich in allen Bohrungen fast in gleicher Weise wiederholte und die daher als eine paläontologische oder, wie man heute sagt, „mikrobiostratigraphische" Gliederung angesehen werden darf.

Als das erste Reichsbohrprogramm anzulaufen begann, stand diese Gliederung in allen ihren Grundzügen schon fest; sie wurde bestätigt durch das Tertiärprofil der Bohrung Volkensen 1, das Herr Dr. Heise, damals Geologe der Gewerkschaft Anschluß, untersucht hatte, und in das er mir bereitwilligst Einblick gewährte. Seine Mikrofaunentabelle dieser Bohrung hoffe ich demnächst der Öffentlichkeit übergeben zu können. Am 15. November 1934 fand dann in der Zweigstelle Hannover des Instituts für Erdölgeologie der Preuß. Geol. Landesanstalt eine Nomenklatursitzung statt, bei der ich über die Gliederung des Tertiärs berichtete. Sie wird seitdem in der von mir vorgeschlagenen Form in den offiziellen Schichtverzeichnissen der Landesanstalt angewandt und ist auch von den Geologen der Praxis, denen diese Schichtverzeichnisse ja zugänglich sind, übernommen worden. Die Tertiärprofile der Reichs- und privaten Bohrungen der folgenden Jahre ordneten sich dieser Gliederung zwanglos ein, so daß bis heute eine Änderung nicht notwendig geworden ist (mit Ausnahme der Stellung der Neuengammer Gassande; siehe hierzu den Abschnitt über das Unteroligozän).

Es war ursprünglich geplant, die Tertiärgliederung in einer eingehenden Veröffentlichung zu behandeln, die mit zahlreichen Abbildungen der Mikrofaunen und der einzelnen charakteristischen Mikrofossilien versehen sein sollte. Ich wollte hierbei in weitgehendem Maße auch auf anstehende Vorkommen Bezug nehmen und diese, soweit möglich, genauer eingliedern. Aus verschiedenen Gründen ist die Fertigstellung einer solchen Abhandlung zur Zeit nicht möglich. Andererseits hat aber die Gliederung inzwischen so weitgehende Anwendung gefunden, daß eine Darstellung ihrer Grundlagen allmählich nicht mehr zu umgehen ist. Sie soll daher jetzt erfolgen.

Mit Ausnahme kurzer, allgemeiner Angaben über die jüngeren Stufen beschränken sich die folgenden Ausführungen auf die Schichten unter dem Septarienton. Nur aus diesen liegt eine größere Anzahl vollständiger Kern-

profile vor, die für die einwandfreie Feststellung regional gültiger Faunenfolgen erforderlich sind. Im Miozän und Septarienton wird nur selten gekernt; das praktische Interesse an diesen Schichten ist gering und erschöpft sich eigentlich darin, zu wissen, ob sie bereits durchteuft sind oder noch nicht. Man erhält hier daher fast nur Einzelproben, deren genaue stratigraphische Lage im Vergleich zu Einzelproben anderer Bohrungen und aus dem Anstehenden nicht festgestellt werden kann, die daher für die Aufstellung eines genauen Faunenprofils nicht zu brauchen sind. Im Miozän spielen auch regionale Verschiedenheiten, bedingt durch Transgressionserscheinungen, Schichtlücken und Faziesunterschiede, eine größere Rolle als im älteren Tertiär. Es wäre daher gewagt, aus einem Einzelprofil verallgemeinernde Schlüsse zu ziehen.

Da Makrofossilien in dem in Frage kommenden Schichtkomplex des Alttertiärs äußerst selten und dazu meist uncharakteristisch sind, konnten sie für die Abgrenzung der einzelnen Abteilungen nicht herangezogen werden; diese erfolgte vielmehr ausschließlich nach mikrofaunistischen Gesichtspunkten. Die Verwendung von Bezeichnungen wie Obereozän, Paläozän usw. soll daher nicht besagen, daß damit nun etwa die Stellung der betr. Schichten im stratigraphischen Schema endgültig festgelegt werden sollte. Für eine exakte Parallelisierung mit den anerkannten stratigraphischen Stufen bedarf es vielmehr einer großen Anzahl sorgfältig aufgesammelter Makrofossilien, und ich erneuere daher an dieser Stelle meine mündlich schon öfters ausgesprochene Bitte, bei den Bohrungen im tieferen Alttertiär ganz besonders auf Makrofossilien zu achten und sie für die spätere Bearbeitung bereitzustellen. Im übrigen herrscht sogar über die Zuweisung ganzer Stufen zu den Hauptabteilungen des Tertiärs noch keine Einmütigkeit; so wird von manchen Autoren der Londonton als wesentliches Schichtglied des Untereozäns angesehen, während andere ihn und die durch ihn repräsentierte Stufe ins Paläozän stellen; das Pont wird bald als Unterpliozän, bald als Obermiozän geführt, usw. Es braucht uns daher nicht zu stören, daß unsere auf ganz anderer Basis aufgebaute Alttertiär-Gliederung mit der Stufeneinteilung des Tertiärs noch nicht restlos zur Deckung gebracht werden kann. Das Wesentliche ist, daß eine ziemlich gleichförmige Schichtfolge von größerer Mächtigkeit so gegliedert wird, daß die einzelnen ausgeschiedenen Abteilungen an anderer Stelle wiedergefunden werden können. Es hat sich in der Folgezeit erwiesen, daß die von mir im November 1934 vorgeschlagene Gliederung diesen Zweck durchaus erfüllt.

Paläozän

In der Schreibweise des Namens der ältesten Tertiärstufe schließe ich mich Keilhack an, der die philologische Unsinnigkeit des leider noch nicht vollständig ausgerotteten Wortmonstrums Paleozän (mit e) überzeugend nachgewiesen hat.

Als Paläozän bezeichne ich nur die Schichten unterhalb der Zone mit Lagen vulkanischer Asche, ziehe diese selbst also bereits zum Untereozän. Der Grund ist folgender: Die Untergrenze der aschеführenden Schichten kann durch Mikrofossilien meist recht scharf festgelegt werden, nach oben sind die eigentlichen Aschenlagen dagegen nicht durch einen Einschnitt in der Fossilführung begrenzt, die betr. Stufe des Untereozäns reicht vielmehr

z. T. beträchtlich höher hinauf als die Ascheführung. Den natürlichen Verhältnissen wird man daher besser gerecht, wenn man die vulkanische Asche als Einlagerung im tiefsten Untereozän auffaßt, als wenn man sie als hangenden Teil noch ins Paläozän nähme.[1])

In dieser Umgrenzung ist das Paläozän in den mir vorliegenden Profilen bis 85 m mächtig; es besteht aus grauen bis braungrauen und graugrünen Tonen mit wechselndem Feinsandgehalt. Der untere Teil ist oft kalkhaltig, nach der Basis zu häufig stark glaukonitisch. Mitunter ist ein echtes Basalkonglomerat entwickelt, oder statt eines solchen treten reichlich grobe Quarzkörner auf.

Die Mikrofauna des Paläozäns ist besonders ausgezeichnet durch zahlreiche Kalkschaler: Nodosarien der *raphanistrum*-Gruppe (namentlich eine Form mit kugelig aufgeblähten, durch Einschnürungen voneinander getrennten Kammern), zahlreiche Cristellarien (*multiformis* Franke, *gladius* Phil., *ensis* Reuss, *italica* Defr., *cultrata* Montf., cf. *inornata* d'Orb. usw.), große Polymorphinen (*gibba* d'Orb., *problema* d'Orb., *lactea* Walk. & Jac., *nodosaria* Reuss usw.), Vaginulinen (*strigillata* Reuss) und Frondicularien; daneben sind verbreitet Anomalinen, Truncatulinen, Pulvinulinen, Epistominen, Pullenien, Buliminen, Glandulinen, Marginulinen, Dentalinen usw., deren Aufzählung im einzelnen zu weit führen würde.

Außer diesen kalkschaligen Formen finden sich teils mit diesen zusammen, teils aber auch für sich auftretend, Cornuspiren, Glomospiren, Sandschaler (Trochamminen, Clavulinen, *Bathysiphon* und eine langgestreckte, schmale *Spiroplecta*), sowie weiße kieselige Schwammreste (Nadeln und kleine eiförmige Rhaxen); untergeordnet sind weiße Scheibendiatomeen und vereinzelte Radiolarien.

Vielfach, aber nicht durchweg, ist eine Gliederung des Paläozäns in zwei Abteilungen angedeutet; in der oberen fehlen die Kalkschaler völlig oder sind nur in Einzelexemplaren vertreten, in der unteren sind sie zahlreich und drängen die Sandschaler ganz in den Hintergrund. In anderen Profilen, namentlich bei geringerer Gesamtmächtigkeit des Paläozäns, reicht aber die Kalkschalerfauna bis an die Obergrenze des Paläozäns.

Ist in einer Einzelprobe nur die Sandschalerfauna vertreten, so kann eine eindeutige Horizontbestimmung nicht in jedem Fall abgegeben werden, da die betr. Arten eine größere vertikale Verbreitung aufweisen. So habe ich die schmale langgestreckte *Spiroplecta* auch, allerdings selten, im tieferen Teil des Untereozäns 1 beobachtet, und Trochamminen, Clavulinen und *Bathysiphon* sind in gleicher Art und gleicher Häufigkeit wie im Paläozän auch im Untereozän 1 und 2, ja sogar im Untereozän 3 vertreten. Die gleiche Reichweite hat *Cornuspira*.

Im fortlaufenden Profil ist dagegen die Grenze Untereozän—Paläozän scharf markiert durch das Einsetzen der für Untereozän 1 charakteristischen verkiesten Diatomeen.

---

1) Während des Druckes stellt sich heraus, daß unterhalb der Haupt-Aschenzone, von dieser durch aschenfreie Tone getrennt, gelegentlich auch bereits im hangenden Teil des Paläozäns aschenführende Lagen auftreten können. Die hier vorgetragene paläontologische Grenzziehung zwischen Paläozän und Untereozän wird dadurch nicht berührt.

Untereozän

Über dem Paläozän liegt eine bis 500 m mächtige Folge grüngrauer, grauer und olivfarbener Tone mit wechselndem Sand-, Glaukonit- und Pyritgehalt. In den unteren etwa 200 m sind oftmals harte rotbraune Toneisensteine sowie graue Kalksandsteine eingeschaltet. Nahe der Hangendgrenze finden sich Einlagerungen eines harten, splittrigen, grüngrauen Kieselgesteins, die Basis wird von den meist bis 30, gelegentlich auch mehr Meter mächtigen aschеführenden Lagen gebildet.

Diesen Komplex bezeichne ich als Untereozän. Er enthält sicher die Äquivalente des Londontons, dagegen steht nicht mit Sicherheit fest, ob und inwieweit er noch Schichten jüngeren Alters als Untereozän mit umfaßt. Daß jüngere Eozänstufen vielleicht beteiligt sind, könnte man aus gewissen faunistischen Beziehungen der beiden obersten Untereozänstufen zu dem als Obereozän bezeichneten Komplex schließen. Bis zum endgültigen Nachweis, der wegen Fehlens von Makrofossilien z. Z. nicht geführt werden kann, erscheint es zweckmäßig, von derartigen Möglichkeiten zunächst abzusehen und die im ganzen ziemlich gleichförmige Schichtfolge auch stratigraphisch als eine Einheit zu behandeln.

Das Untereozän läßt sich mit Hilfe von Mikrofossilien in vier nahezu gleich mächtige Abteilungen gliedern, die von unten nach oben mit den Zahlen 1—4 bezeichnet und in dieser Weise auch in den Schichtverzeichnissen der Geol. Landesanstalt ausgeschieden werden. Es muß hierbei noch einmal bemerkt werden, daß es nicht immer möglich ist, Einzelproben mit Sicherheit einer dieser Abteilungen zuzuweisen. In jeder der vier Abteilungen finden sich gänzlich fossilfreie Lagen oder solche, die nur uncharakteristische Fossilien von größerer vertikaler Verbreitung enthalten. Im fortlaufenden Profil sind die Abteilungen aber scharf zu trennen, und auch in einer Probenserie aus einem verhältnismäßig kleinen Teufenbereich wird sich fast stets in einer oder der anderen Probe eine typische Fauna finden, die eine genauere Horizontbestimmung ermöglicht.

Das Untereozän 1, das bis 100 m mächtig sein kann und in seinem unteren Teil die Aschenlagen führt, ist charakterisiert durch das z. T. massenhafte Auftreten verkiester Diatomeen, und zwar jener bikonvexen bzw. bikonkaven Scheibchen, die bereits Schuh aus den entsprechenden Schichten der Bohrung Brömsenberg angibt und abbildet (Mitt. Meckl. Geol. L.-A., N. F. 4, 1930). Als Seltenheit habe ich, bisher nur in 2 Proben, eben diese Diatomeen unverkiest mit ihrer ursprünglichen Kieselschale beobachtet. Neben diesen als Leitformen sehr geeigneten finden sich noch andere verkieste Diatomeen von Scheiben- und Dreiecksform; sie sind verkiest zwar hauptsächlich im Untereozän 1 vertreten, in unverkiestem Zustande aber auch in anderen Abteilungen des Untereozäns, namentlich im Untereozän 4, verbreitet. Im Miozän kommen ebenfalls gelegentlich verkieste Scheiben- und Dreiecksdiatomeen vor. Die für Untereozän 1 charakteristischen bikonvexen und bikonkaven Diatomeen habe ich dagegen bisher nur zweimal außerhalb dieser Abteilung gefunden, und zwar beide Male unter solchen Umständen, daß ich ihren Leitfossilcharakter dadurch noch nicht für erschüttert erachte. In einem Falle handelte es sich um einen total zerbröckelten Kern im höheren

Teil des Untereozäns 4, in dem neben den Fossilien dieser Stufe auch die besagten Diatomeen auftraten; hier ist sehr wahrscheinlich eine Beimengung fremden Materials an der Bohrstelle anzunehmen. Im zweiten Fall fanden sich die Diatomeen in einer Miozänprobe, in der aber auch noch andere Anzeichen für eine Aufarbeitung älteren Materials sprachen.

Außer den Diatomeen, und zwar entweder mit diesen zusammen oder auch für sich, beherbergt das Untereozän 1 die bereits im Paläozän erwähnten Cornuspiren, Glomospiren und Sandschaler. Am häufigsten sind von diesen die Trochamminen und Clavulinen, doch ist mitunter auch *Bathysiphon* zahlreich vertreten. Die im Paläozän häufige langgestreckte schmale *Spiroplecta* kenne ich im Untereozän 1 nur aus den tiefsten Schichten, und auch hier nur selten. Die Kalkschalerfauna des Paläozäns fehlt im Untereozän 1 vollkommen.

Das Untereozän 2 ist im Durchschnitt 60—70 m, in besonders mächtigen Profilen bis 130 m stark. Es ist im allgemeinen fossilarm; häufig finden sich im Rückstand außer Fischresten und verkiesten Schwammnadeln keinerlei organische Reste. Die Foraminiferenfauna besteht fast ausschließlich aus Sandschalern, unter denen kugelige, häufig plattgedrückte Thyramminen für den Horizont bezeichnend sind; *Bathysiphon,* Trochamminen und Clavulinen, sowie Cornuspiren und Glomospiren kommen in gleicher Weise vor wie im Untereozän 1 und im Paläozän, häufig als integrierender Bestandteil der Fauna von der unteren bis zur oberen Grenze der Abteilung. Untergeordnet treten Haplophragmien und rauhschalige Buliminen, sowie vereinzelte Kalkschaler auf (*Cristellaria* cf. *inornata* d'Orb., kleine Globigerinen und Textularien). Daneben finden sich Radiolarien und Pyritkügelchen verschiedener Größe (wohl Kieskerne von Radiolarien oder kugeligen Foraminiferen).

In mehreren der von mir untersuchten Tertiärprofile fehlt das Untereozän 2 völlig; unter dem Untereozän 3 liegt hier unmittelbar das Untereozän 1, beide Stufen bis zu der gemeinsamen Grenze vollkommen eindeutig charakterisiert. Die einwandfreie Erklärung dieser Erscheinung erfordert noch weitere Untersuchungen. Theoretisch wäre es denkbar, daß in diesen Profilen das Untereozän 2 durch Teile des Untereozäns 3 und 1 vertreten wird, d. h. daß die biologische Fazies des Untereozäns 1 und 3 an die Stelle der biologischen Fazies des Untereozäns 2 getreten ist. Dem steht entgegen, daß in diesen Fällen weder Untereozän 1 noch 3 eine außergewöhnliche Mächtigkeit zeigen; demnach scheint eher anzunehmen zu sein, daß während des Untereozäns 2 nicht sedimentiert wurde. Ohne die vorliegende Gliederung wäre es unmöglich, Erscheinungen dieser Art im Untereozän überhaupt festzustellen. Gleichzeitig ergibt sich hieraus, daß sowohl die Grenze Untereozän 1 — Untereozän 2 als auch die Grenze Untereozän 2 — Untereozän 3 durchaus natürliche Grenzen sind.

Das Untereozän 3 ist durchschnittlich 60—80 m, gelegentlich bis 120 m mächtig. Es ist ausgezeichnet durch eine reiche Kalkschalerfauna; mitunter besteht der Schlämmrückstand fast ausschließlich aus Foraminiferen. Besonders kennzeichnend ist *Cristellaria decorata* Reuss, die gelegentlich allerdings auch im Untereozän 4 und im Obereozän (horizontweise mit-

unter sogar ziemlich häufig) vorkommt. Sie gehört zu einer Gruppe von Cristellarien, die im alpinen Eozän (Unter- bis Ober-) recht formenreich vertreten ist. Daneben finden sich *Cristellaria* cf. *inornata* d'Orb., *Cr. cultrata* Montf., *Dentalina spinulosa* Mtg., eine *Nodosaria* der *raphanistrum*-Gruppe, eine große *Anomalina* (cf. *grosserugosa* Gümb.), Truncatulinen (cf. *dutemplei* d'Orb., cf. *ungeriana* d'Orb.), Pulvinulinen, Vulvulinen, Buliminen, Globigerinen usw. Gelegentlich tritt auch bereits eine flache *Spiroplecta* aus der Verwandtschaft der *carinata* d'Orb. auf, jedoch ohne Kielsaum, eine Form, die ihre Hauptverbreitung im Untereozän 4 hat.

Neben den kalkschaligen Formen sind Sandschaler namentlich im unteren Teil des Untereozäns 3 reich vertreten; außer den bisher bereits mehrfach angeführten Trochamminen, Clavulinen, *Bathysiphon* und *Cornuspira*, die sich von den Formen der tieferen Abteilungen in nichts unterscheiden, ist besonders bemerkenswert eine großwüchsige *Clavulina* aus der Verwandtschaft der *Cl. szabói* Hantk. Nahe der Untergrenze des Untereozäns 3 finden sich die bereits im Untereozän 2 erwähnten Pyritkügelchen, im oberen Teil der Abteilung sind kleine kugelige Radiolarien mit netzartiger Oberflächenskulptur verbreitet, die wir besonders häufig im Untereozän 4 finden werden.

Das Untereozän 4 erreicht bis 120 m Mächtigkeit. In seinem oberen Teil, häufig unmittelbar unter der Hangendgrenze, enthält es Einlagerungen eines harten, grüngrauen Kieselgesteins. Die Grenze zum Obereozän ist im allgemeinen durch einen deutlichen Farbwechsel markiert; unter hellgraugrünen bis hellgrünlichen, häufig stark sandigen Schichten des Obereozäns liegen die dunkelgrauen bis braungrauen, mehr oder minder sandigen Tone des Untereozäns 4.

Vom Untereozän 3 mit seiner reichhaltigen Foraminiferenfauna unterscheidet sich das Untereozän 4 durch die eintönige Zusammensetzung seines organischen Inhalts. Charakteristisch sind die bereits beim Untereozän 3 angeführten kleinen kugeligen Radiolarien mit netzartiger Oberflächenskulptur; sie treten im oberen Teil der Abteilung mitunter geradezu in Massen auf, hier häufig begleitet von (im Gegensatz zum tiefen Untereozän unverkiesten) scheibenförmigen und dreieckigen Diatomeen. Daneben finden sich durch das ganze Untereozän 4 weiße kieselige Schwammnadeln. Foraminiferen treten sehr zurück und kommen meist nur als Einzelexemplare vor; hier sind zu erwähnen *Cristellaria* cf. *inornata* d'Orb., *Cr. cultrata* Montf., die bereits beim Untereozän 3 vermerkte flache *Spiroplecta* aff. *carinata* d'Orb. ohne Kielsaum, Pulvinulinen (cf. *karsteni* Reuss), Textularien, Globigerinen usw. Im mittleren und oberen Teil der Abteilung findet man gelegentlich *Cristellaria decorata* Reuss, deren Hauptverbreitung im Untereozän 3 liegt. Hin und wieder zeigt sich auch bereits ein Nummulit. Sandschaler fehlen im Gegensatz zu den bisher behandelten Abteilungen so gut wie völlig.

Die tieferen Lagen des Untereozäns 4 sind meist sehr fossilarm bis fossilfrei; wenn sie überhaupt etwas Organisches enthalten, so sind es Fisch- und Schwammreste, hin und wieder Radiolarien, und dieses oder jenes Foraminifer. Der obere Teil der Abteilung ist dagegen, wie bereits erwähnt, sehr fossilreich. Allerdings besteht die Fauna fast nur aus Radiolarien; Foraminiferen sind auch hier nur vereinzelt vertreten.

Obereozän

Zwischen dem Untereozän und dem Unteroligozän befindet sich eine bis 300 m mächtige Folge grüngrauer und graubrauner sandiger Tone und toniger Sande mit z. T. starkem Glaukonitgehalt. Die Schichten zeigen fast stets einen gewissen Kalkgehalt, der sich, namentlich in der Mitte des Komplexes, bis zur Bildung von sandigen Mergelbänken oder auch festen, harten, splittrigen Kalksandsteinbänken anreichert. Im oberen Teil der Schichtfolge treten häufig sogenannte Sandfukoiden auf (wahrscheinlich Fraßgänge von Würmern).

Die stratigraphische Stellung dieser Schichten ist meines Erachtens noch nicht eindeutig geklärt. Wegen des Vorkommens von Nummuliten, die zweifellos mindestens z. T. als *Camerina germanica* Born. zu bestimmen sind, werden sie von einigen Autoren dem Unteroligozän zugewiesen (so auch von Schuh, Z. deutsch. geol. Ges., **84**, 1932, S. 632 ff.), während andere sie als Obereozän auffassen. Bei der Nomenklatursitzung im November 1934 schlug ich vor, bis zur endgültigen Klärung die fraglichen Schichten als Obereozän zu bezeichnen. Hierzu veranlaßten mich die Beziehungen der Foraminiferenfauna zu den höheren Abteilungen des Untereozäns (4 und 3), die zweifellos stärker ins Auge fallen als die ebenfalls vorhandenen Anklänge an die Fauna des Oligozäns.

Die Verteilung der organischen Reste im Obereozän ist sehr ungleichmäßig; mitunter trifft man einige sehr fossilreiche Lagen, während ein großer Teil der Schichtfolge so gut wie fossilleer ist. Namentlich gilt dies für den obersten und den untersten Teil des Komplexes, in dem außer Fischresten nur selten etwas Organisches vorkommt.

Die erwähnten Nummuliten finden sich, begleitet von großwüchsigen Cristellarien, hauptsächlich in der bis 30 m starken Zone der Kalksandsteine. Gleichfalls haben hier ihre Hauptverbreitung kleine Bryozoenkolonien von mehr oder minder rundem Umriß (*Stichoporina reussi* Stol.).

Die Foraminiferenfauna besteht außer den Nummuliten aus Cristellarien (cf. *inornata* d'Orb., *cultrata* Montf., *depauperata* Reuss, *osnabrugensis* Münst., *magdeburgica* Phil., *decorata* Reuss), Pulvinulinen (*karsteni* Reuss), Truncatulinen (cf. *ungeriana* d'Orb., *akneriana* d'Orb.), Polymorphinen, einer großen *Nodosaria* der *raphanistrum*-Gruppe, zahlreichen anderen meist gerippten Nodosarien und Dentalinen, Textularien, Globigerinen, Quinqueloculinen usw.

Die Verwandtschaft der Fauna mit der des Eozäns prägt sich aus in dem Vorkommen der kräftig berippten *Nodosaria* der *raphanistrum*-Gruppe, die ich in höheren Schichten nicht beobachtet habe, der *Cristellaria* cf. *inornata* d'Orb. und *cultrata* Montf., die in gleicher oder nahe verwandter Form auch im ganzen Untereozän vorkommen, sowie der *Cristellaria decorata* Reuss, die ihre Hauptverbreitung im Untereozän 3 hat; ferner findet sich im Obereozän noch gelegentlich die flache *Spiroplecta* aus der Verwandtschaft der *carinata* d'Orb. (ohne Kielsaum), die wir aus dem Untereozän 4 und gelegentlich auch tiefer kennen, und endlich fehlen die im Untereozän 4 häufigen kleinen kugeligen Radiolarien nicht völlig.

An Arten, die im Oligozän verbreitet sind, die ich aber aus dem Untereozän nicht kenne, finden sich im Obereozän bereits die echte *Spiroplecta carinata* d'Orb. und *Rotalia soldanii girardana* Reuss.

Oligozän

Als Unteroligozän bezeichne ich die graubraunen, tonigen Sande und stark sandigen Tone mit geringem Glaukonitgehalt, die als Neuengammer Gassande bekannt sind. Sie sind entweder ganz fossilfrei oder sehr fossilarm; die Einzelformen, die man gelegentlich hierin findet, gehören fast ausnahmslos Arten an, die auch im Mitteloligozän vorkommen. Die Ausnahme ist eine *Nummulina*, die ich im obersten Teil des Gassandes feststellte, und die mich veranlaßte, diese Schichten aus dem Mitteloligozän wieder herauszunehmen und sie als Unteroligozän zu bezeichnen. Bei der Nomenklatursitzung waren sie dem Mitteloligozän zugewiesen worden, da die Fauna damals, abgesehen von der Individuenarmut, keine Unterschiede zu der des Mitteloligozäns aufzuweisen schien. Vom Obereozän ist das Unteroligozän durch das Fehlen der Eozänformen leicht zu trennen.

Das Mitteloligozän wird durch den Septarienton vertreten. Er führt eine reiche, sehr mannigfaltig zusammengesetzte Fauna, die im einzelnen anzuführen ich mir versage, da dies hier zu weit führen würde. Es sei nur darauf hingewiesen, daß die verschiedenen Proben starke Unterschiede in der Beteiligung einzelner Arten zeigen, aus denen auch gewisse Gesetzmäßigkeiten in der Faunenverteilung hervorzugehen scheinen. Es wäre also zweifellos möglich, eine mindestens für begrenzte Gebiete gültige Gliederung des Mitteloligozäns in verschiedene Unterabteilungen durchzuführen, doch ist dies zur Zeit untunlich, da die zur Bestätigung unbedingt erforderlichen Kernprofile durchaus nicht im notwendigen Ausmaß zur Verfügung stehen. Auf Grund von Einzelproben oder auch eines einzelnen Profils lassen sich Grenzen oder faunistische Leithorizonte nun einmal nicht mit dem für solche Fragen erforderlichen Sicherheitsgrad festlegen.

Das Oberoligozän ist ein stark glaukonitischer Ton bis toniger Glaukonitsand, der bis 40 m Mächtigkeit erreicht. Der Schlämmrückstand besteht fast ausschließlich aus Glaukonitkörnern. Meist ist er vollständig frei von Foraminiferen; wenn solche auftreten, so nur in Einzelexemplaren gewöhnlich großwüchsiger Formen (verschiedene Polymorphinen, Frondicularien, *Flabellina oblonga* Münst., *Dentalina divergens* Reuss), daneben außer schon im Mitteloligozän vorkommenden Arten auch bereits solche, die erst im Miozän ihre Hauptverbreitung erlangen (aufgeblähte Ceratobuliminen, gewisse Asterigerinen).

Miozän

Das beim Mitteloligozän Gesagte gilt in verstärktem Maße vom Miozän, in dem nur in ganz besonderen Ausnahmefällen einmal ein Kern gezogen wird. Dabei bestünde gerade hier vielleicht die Möglichkeit, wesentliche stratigraphische Ergebnisse zu erzielen, die auch für die Praxis nicht ganz so bedeutungslos sein dürften, wie im allgemeinen angenommen zu werden scheint.

In der Hamburger Gegend z. B. haben Koch & Gripp eine recht eingehende Stratigraphie des Unter- und Mittelmiozäns aufgestellt, und es wäre eine lohnende Aufgabe, durch Feststellung der zugeordneten Mikrofaunenfolge den Versuch zu machen, diese Gliederung auch in Gebieten wiederzufinden, in denen sie makroskopisch nicht so ohne weiteres vor Augen liegt. Es ist nicht Vermessenheit, wenn man annimmt, daß hierbei Schichtlücken zum Vorschein kämen, Feststellungen getroffen werden könnten, welcher Teil einer Abteilung an irgendeiner Stelle transgrediert, usw. Hierzu gehören allerdings fortlaufende Kernprofile. Solange man aber mal aus dieser, mal aus jener Abteilung glücklich eine Schappenprobe bekommt, ist die Sache eben nicht zu machen. Auch eine einzelne Kernserie ist keine ausreichende Grundlage, da an einem Einzelprofil Zufälligkeiten und Gesetzmäßigkeiten nicht unterschieden werden können. Und bekanntlich ist man, wenn eine Kontrollmöglichkeit nicht besteht, gar zu leicht geneigt, die an einem Einzelprofil gemachten und nur für dieses geltenden Erfahrungen in unzulässiger und gefährlicher Weise zu verallgemeinern.

Ich halte es daher für verfrüht, an Hand der wenigen mir vorliegenden Kernserien etwa eine Gliederung des Miozäns geben zu wollen. Dagegen scheint es angebracht, einige der das Miozän im Gegensatz zu den tieferen Tertiärstufen charakterisierenden Foraminiferen hier anzuführen.

Weite Verbreitung haben die bereits im Oberoligozän gelegentlich vorkommenden Asterigerinen und Ceratobuliminen; dazu treten große Nonioninen (*communis* d'Orb. = *boueana* d'Orb.), Polystomellen, Rosalinen, Ehrenberginen, *Cancris*, große Bi-, Tri- und Quinqueloculinen, grobsandige Miliolinen, große Textularien (*haueri* d'Orb., *articulata* d'Orb.), Marginulinen, Cristellarien usw.

Neben diesen Formen findet sich eine große Anzahl aus dem Oligozän ins Miozän übergehender Arten; häufig treten diese in solchen Massen auf, daß für Miozän bezeichnende Formen daneben nur bei genauester Durchsicht gefunden werden. Neben Sphaeroidinen (*variabilis* Reuss), Pullenien (*sphaeroides* d'Orb.), Epistominen (*partschiana* d'Orb.) usw. erwähne ich hier besonders noch *Spiroplecta carinata* d'Orb., weil ich mehrfach aus Gesprächen den Eindruck gewonnen habe, daß diese Art, ganz zu Unrecht, als Leitfossil für Mitteloligozän angesehen wird. Daß sie bereits im Obereozän auftritt, ist dort mitgeteilt worden (sie kommt übrigens auch noch lebend in den heutigen Meeren vor).

Vergleich mit anderen Tertiärgliederungen

Nachdem ich im Vorstehenden die von mir angewandte Tertiärgliederung dargelegt habe, erscheint es notwendig, den Versuch einer Parallelisierung mit von anderer Seite veröffentlichten Gliederungen zu machen. Ich sehe hierbei davon ab, die zahlreichen, von Gagel u. a. veröffentlichten Einzelprofile und deren bei verschiedenen Autoren durchaus verschiedene Deutungen erneut zu diskutieren, da die Angaben zu ungenau sind, als daß sie zu einem Vergleich mit der vorliegenden Gliederung benutzt werden könnten. In diesen Fällen kann nur durch Neuuntersuchung der betreffenden Bohrungen festgestellt werden, welche Teile des Profils den in dieser Arbeit ausgeschiedenen

Abteilungen entsprechen. Ebenfalls ist in diesem Zusammenhang unwesentlich, welcher Tertiärstufe die einzelnen Schichtkomplexe von den verschiedenen Autoren zugewiesen werden, da die Frage der Eingliederung zur Zeit noch nicht einwandfrei geklärt werden kann.

Es kann sich hier also nur darum handeln, die von anderen Verfassern erzielten allgemeineren Ergebnisse mit den vorstehenden Ausführungen in Beziehung zu bringen, soweit dies möglich ist. Für einen solchen Vergleich kommen nur zwei Gliederungen in Betracht, die eine von Schuh (Z. deutsch. geol. Ges., **84**, 1932, S. 677—691), die andere von Hecht (Senckenbergiana, **19**, 1937, S. 204—208).

Schuh (a. a. O. S. 685) gibt auf Grund mehrerer mecklenburgischer Tiefbohrungen folgende Einteilung des Eozäns und Paläozäns (unterhalb des Nummulitenhorizonts, den er dem Unteroligozän zurechnet):

Abteilung F: glaukonitische Mergelkalke und kalkhaltige Sandsteine mit zahlreichen Tonbänken.

Abteilung E: Radiolariengestein, im oberen Teil Wechsel von mehr oder weniger kalkfreien Tonen mit feinglaukonitischen, feinsandigen, kalkhaltigen Tonen und Kalkmergeln, auch mehr oder weniger verkieselte Kalksandsteine und kalkfreie Sandsteine. In den kalkarmen bis kalkfreien Tonen ist ein großer Gehalt an Radiolarien charakteristisch. Im unteren Teil handelt es sich im wesentlichen um gelblichgrauen kalkfreien Ton mit zahlreichen verkieselten Lagen. Der Ton ist ganz erfüllt von Radiolarien, außerdem großer Gehalt an Schwammnadeln und Xanthidien.

Abteilung D: gelblich bis grünlichgraue feinsandige, feinglimmerige, feinglaukonitische kalkfreie Tone wie bisher, jedoch ohne verkieselte Zwischenlagen. Radiolarien treten zurück, Schwefelkiesgehalt größer als in Abteilung E, Xanthidien sind überall vorhanden.

Abteilung C: Tone wie bisher, jedoch größerer Sandgehalt, mit geringfügigem und von Schicht zu Schicht wechselndem Kalkgehalt, hervorgerufen durch die mehr oder weniger große Zahl von kalkschaligen Foraminiferen, unter diesen sind besonders Formen charakteristisch, die der *Cristellaria fragaria* Gümbel nahestehen.

Abteilung B: Tone wie bisher, jedoch wiederum vollkommen kalkfrei. Charakteristisch ist besonders der außerordentlich hohe Schwefelkiesgehalt. Agglutinierende Foraminiferen sind teilweise häufig, in einzelnen Lagen finden sich Toneisensteinkonkretionen, auch Schwefelkiesscheibchen wie aus Brömsenberg (Schuh 1930) beschrieben.

Abteilung A: Ablagerungen des transgredierenden paläozänen Meeres, reicher an großkörnigem terrigenem Material, reich an großen Glaukonitkörnern, grün umrindete Feuersteine.

In dieser Gliederung entspricht die Abteilung C unserem Untereozän 3; die der *Cristellaria fragaria* Gümbel nahestehende *Cristellaria* ist die *Cr. decorata* Reuss. Da Abteilung A nur die Transgressionsbildungen des Paläozäns umfaßt, enthält Abteilung B fast das ganze Paläozän, sowie Untereozän 1 und 2. Hiermit stimmt zusammen das Vorkommen der Brömsenberger Schwefelkiesscheibchen „in einzelnen Lagen" von Abteilung B, also nicht unmittelbar an der Basis. Abteilung D scheint dem tieferen, fossilarmen Teil unseres Untereozän 4 zu entsprechen, während Abteilung E, das Radiolariengestein mit seinen verkieselten Lagen, wohl unschwer als der obere, radiolarienreiche Teil unseres Untereozäns 4 zu erkennen ist. Für Abteilung F bleibt dann nur der untere Teil unseres Obereozäns, unter der Hauptverbreitungszone der Nummuliten, übrig.

Die Angaben Schuh's lassen erwarten, daß das mecklenburgische Alttertiär bei genauerer Mikrountersuchung sich vollkommen unserer Gliederung einfügt. Dann ist aber die von Schuh (a. a. S., S. 685 unten) vorgenommene Parallelisierung seiner Gliederung mit dem Gripp'schen Profil der Bohrung Cuxhaven falsch. Die dort angeführten Tone mit Lagen vulkanischer Asche entsprechen nicht Schuh's Abteilung C, sondern liegen innerhalb seiner Abteilung B, und zwar im unteren Teil der Verbreitung der Brömsenberger Schwefelkiesscheibchen. Damit entfallen auch die übrigen, von Schuh vorgenommenen Gleichsetzungen. Die richtige Parallelisierung der Bohrung Cuxhaven mit Schuh's Gliederung wäre vielmehr folgende:

Ton mit Kieselgestein, reich an Schwammnadeln, Radiolarien und Xanthidien = Schuh's Abt. E (= Untereozän 4, ob. Teil).

Londonton = Schuh's Abteilungen B (größerer ob. Teil), C und D (= Untereozän 1, ob. Teil, bis 4, unt. Teil).

Graugrüne Tone mit Lagen vulkanischer Asche = Einlagerung in Schuh's Abt. B (= Untereozän 1, unt. Teil).

Plattige Tone mit Basalkonglomerat = Schuh's Abt. A und untere Lagen von B (= Paläozän).

Die Hecht'sche Gliederung erschien Ende vorigen Jahres und gibt die Einteilung des Tertiärs wieder, die Hecht als Geologe der Gewerkschaft Rudolph I in Hannover benutzte. Sie geht zurück auf einen unveröffentlichten Bericht von Thalmann & Koch über die oldenburgische Bohrung Ovelgönne 1 aus dem Jahre 1932. Da es sich um eine reine Foraminiferengliederung handelt — die ausgeschiedenen Abteilungen werden sogar als Zonen mit dem Namen der betreffenden Gattung belegt — wäre ein Vergleich mit unserer Gliederung besonders interessant. Leider ist ein solcher nur in sehr beschränktem Ausmaß möglich, da Hecht auch in seiner Veröffentlichung keine Artnamen nennt, sondern dem Gattungsnamen nur einen Index anhängt, wie er ihn für die internen Berichte an seine Firma verwandte. Da die zugehörigen Photographien der Öffentlichkeit nicht zugänglich sind, ist es in den meisten Fällen ganz unmöglich, festzustellen, welche Art er als Zonenfossil gewählt hat. In anderen Fällen kann man zwar mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit auf die betreffende Art schließen, immerhin ist diese Identifikation aber mit einer gewissen Vorsicht zu genießen. Eine Parallelisierung mit unserer Gliederung, die übrigens auch Hecht bekannt war, da er an der Nomenklatursitzung 1934 teilgenommen hat, ist also nur unter Vorbehalt möglich.

Die Gliederung des Profils von Ovelgönne durch Thalmann & Koch zeigt folgende Einteilung:

Miozän: *Cancris* D 2 - Zone oberer Teil
Cancris D 2 - Zone unterer Teil

Oligozän: *Uvigerina* D 6 - Zone
Pulvinulina D 5 - Zone

Eozän: *Nodosaria* D 2 - Zone
Vaginulina D 2 - Zone
Cornuspira D 2 - Zone.

Die *Cancris* D 2 - Zone umfaßt somit das gesamte Miozän; sie wird in einen oberen und einen unteren Teil gegliedert, deren Kriterien nicht angegeben sind. Mir scheint *Cancris* als Zonenfossil nicht sehr glücklich gewählt; die Gattung kommt zwar im Miozän vor, ist aber, von Ausnahmen abgesehen, meist sehr selten. Wegen dieser Seltenheit halte ich es nicht für ausgeschlossen, daß unter *Cancris* D 2 vielleicht die aufgeblähte *Ceratobulimina* zu verstehen ist, die im Miozän entschieden häufiger ist als *Cancris*, und die vielleicht, wenn man von der Mündung absieht, mit dieser Gattung verwechselt werden kann. Allerdings tritt diese *Ceratobulimina* bereits im Oberoligozän auf (eine andere Art findet sich schon im Mitteloligozän).

Das Oligozän wird eingeteilt in die *Uvigerina* D 6 - und die *Pulvinulina* D 5 - Zone. Nach S. 207 soll die *Pulvinulina* D 5 - Zone „bekanntlich" das Äquivalent des Rupeltons sein. Für die *Uvigerina* D 6 - Zone bleibt also das Oberoligozän übrig. Hier kann ich mir wirklich nicht denken, welche *Uvigerina* gemeint sein könnte; in den mir vorliegenden Proben aus dem Oberoligozän habe ich Uvigerinen überhaupt nicht zu Gesicht bekommen. In dem zur Erläuterung beigefügten Längsschnitt durch das Bohrfeld Hermannsburg (S. 290) hat übrigens Hecht diese Zone zwischen der *Pulvinulina* D 5 - und der *Cancris* D 2 - Zone nicht ausgeschieden. Vielleicht wird sie vertreten durch „fast fossilleere Schichten" im Hangenden der *Pulvinulina* D 5 - Zone.

Eine Vertretung des Unteroligozäns fehlt, es sei denn, dieses wäre in der *Pulvinulina* D 5 - Zone (= Rupelton) mit inbegriffen.

Im Eozän gehören die *Nodosaria* D 2 - Zone und die *Vaginulina* D 2 - Zone dem Obereozän an. Da die *Nodosaria* D 2 - Zone besonders im basalen Teil durch Nummulinen auffallend gekennzeichnet ist (S. 205), dürfte sie den oberen Teil des Obereozäns mit Einschluß der Kalksandsteinzone umfassen. Die *Nodosaria* D 2 dürfte dann wohl unsere *Nodosaria* cf. *raphanistrum* L. sein, die allerdings auch im unteren Teil des Obereozäns vorkommt (in manchen Profilen sogar häufiger als oben). Die *Vaginulina* D 2 - Zone entspricht dem unteren Teil des Obereozäns. Leider habe ich in den zahlreichen, z. T. recht fossilreichen Proben aus diesen Schichten, die mir durch die Hände gegangen sind, noch niemals eine *Vaginulina* gefunden. Sie muß also überaus selten sein und erscheint danach als Zonenfossil nicht geeignet. Allerdings gibt auch Hecht selbst an (S. 205), daß die *Vaginulina* D 2 - Zone oft weniger klar erscheint.

Die Cornuspira D 2 - Zone der THALMANN & KOCH'schen Einteilung umfaßt das gesamte Untereozän + Paläozän; die *Cornuspira* ist zweifellos die Form, die vom Paläozän bis zum Untereozän 3 immer wieder vorkommt. Im Untereozän 4 habe ich sie allerdings noch nicht gesehen, so daß also diese Stufe in der THALMANN-KOCH'schen Gliederung nicht repräsentiert erscheint. HECHT führte daher später eine weitergehende Gliederung des Untereozäns durch, und zwar in folgender Weise:

Textularia D 22 - Zone
Fossilarme bis fossilleere Zone
Radiolarien-führende Zone
Cornuspira D 2 - Zone.

Von diesen Zonen soll allerdings nur die *Textularia* D 22 - Zone in ihrer Faunenzusammensetzung eindrucksvoll charakterisiert sein; die übrigen Einheiten waren namentlich in den südlichen Explorationsgebieten meist nur unvollkommen zu trennen und wurden deshalb in ihrer Gesamtheit meist als *Cornuspira* D 2 - Zone zusammengefaßt. Im wesentlichen unterscheidet sich diese genauere Gliederung von der ursprünglichen also nur durch die Ausscheidung der hangenden Teile des Untereozäns als *Textularia* D 22 - Zone. Unter dieser *Textularia* ist, wie ich vermute, die flache *Spiroplecta* aus der Verwandtschaft der *carinata* D'ORB. zu verstehen, die sich von dieser durch das Fehlen des Kielsaums unterscheidet. Diese *Spiroplecta* ist verbreitet im Untereozän 4 und, wenn auch seltener, im Untereozän 3; gelegentlich findet sie sich auch noch im Obereozän. Da dieses durch die *Vaginulina* D 2 - und die *Nodosaria* D 2 - Zone vergeben ist, bleiben für die *Textularia* D 22 - Zone Untereozän 3 und 4 übrig. Für diese Parallelisierung spricht der Umstand, daß unter *Textularia* D 22 in der vollständigsten Gliederung eine fossilarme bis fossilleere Zone folgen soll, die zusammen mit der radiolarienführenden Zone verhältnismäßig gut mit unserem Untereozän 2 gleichgesetzt werden kann. Die *Cornuspira* D 2 - Zone im engsten Sinne würde dann das Untereozän 1 umfassen, sowie die Teile des Paläozäns, die keine Kalkschaler enthalten. Die Bezeichnung dieses Restteils der ursprünglich wesentlich weiteren Umfang aufweisenden *Cornuspira* D 2 - Zone mit dem gleichen Namen ist allerdings insofern sehr mißverständlich, als die *Cornuspira* dadurch nicht aufgehört hat, im Untereozän 2 (also der radiolarienführenden und fossilarmen Zone HECHT's) und sogar noch im Untereozän 3 in gleicher Weise vorzukommen wie in der *Cornuspira* D 2 - Zone im engsten Sinne. Bei einem Vergleich einzelner Bohrprofile sind daher trotz der genau und korrekt erscheinenden Einteilung in Foraminiferenzonen bei deren verschiedenartiger Umgrenzung Mißdeutungen nicht ausgeschlossen.

Im Paläozän wird der Kalkschaler führende Teil als *Nodosaria* D 61 - Zone besonders ausgeschieden. Um welche *Nodosaria* es sich hierbei handelt, ist gleichgültig; ich vermute die *Nodosaria* der *raphanistrum*-Gruppe mit kugelig aufgeblähten, durch Einschnürungen voneinander getrennten Kammern. Diese Zone fällt nur dann mit dem Paläozän in der von mir angegebenen Umgrenzung zusammen, wenn die Kalkschalerfauna bis an die Hangendgrenze des Paläozäns reicht. Ist dies nicht der Fall, so wird der obere Teil des Paläozäns mit dem tieferen Untereozän in der *Cornuspira* D 2 - Zone zusammengefaßt.

In der folgenden Tabelle habe ich versucht, die vorstehenden Angaben übersichtlich zusammenzufassen, wobei ich nochmals darauf hinweise, daß die vorgenommene Parallelisierung nur insoweit zuverlässig ist, als es mir gelungen ist, die Hecht'schen Zonenfossilien richtig zu ermitteln.

<table>
<tr><th>Thalmann & Koch</th><th colspan="2">Hecht</th><th>Diese Arbeit</th></tr>
<tr><td>Cancris D 2 - Zone ob. Teil
Cancris D 2 - Zone unt. Teil</td><td colspan="2">wie Thalmann & Koch</td><td>Miozän</td></tr>
<tr><td>Uvigerina D 6 - Zone ?</td><td colspan="2">? fehlt ?</td><td>Oberoligozän</td></tr>
<tr><td>Pulvinulina D 5 - Zone</td><td colspan="2">wie Thalmann & Koch</td><td>Mitteloligozän</td></tr>
<tr><td>fehlt</td><td colspan="2">fehlt</td><td>Unteroligozän</td></tr>
<tr><td>Nodosaria D 2 - Zone
Vaginulina D 2 - Zone</td><td colspan="2">wie Thalmann & Koch</td><td>Obereozän</td></tr>
<tr><td rowspan="2">? fehlt ?</td><td colspan="2" rowspan="2">Textularia D 22 - Zone</td><td>Untereozän 4</td></tr>
<tr><td>Untereozän 3</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Cornuspira D 2 - Zone</td><td rowspan="2">Cornuspira
D 2 - Zone</td><td>Fossilarme und radiol.-führ. Z.</td><td>Untereozän 2</td></tr>
<tr><td>Cornuspira
D 2 - Zone
(i. e. S.)</td><td>Untereozän 1</td></tr>
<tr><td colspan="2">Nodosaria D 61 - Zone</td><td>Paläozän</td></tr>
</table>

Außer diesen größeren Einheiten gibt Hecht noch fünf Spezialhorizonte an, die er im Bohrfeld Hermannsburg ausgeschieden hat. Es handelt sich um Anhäufungen bestimmter Arten, die er in verschiedenen Bohrungen nahezu in der gleichen stratigraphischen Position wiederfand. Derartige faunistische Leithorizonte lassen sich bei benachbarten Bohrungen in größerer Zahl feststellen; jedem Erdölgeologen, der ein bestimmtes Feld bearbeitet, dürften einige bekannt sein. Ihre Horizontbeständigkeit auf größere Erstreckung bedarf aber sorgfältigster Nachprüfung. Werden hierdurch die lokalen Einflüsse ausgeschaltet, so bedeuten die übrigbleibenden Horizonte eine wichtige Bereicherung der Stratigraphie.

Zum Schluß möchte ich hier eine Anregung anfügen, die gerade in dieser Arbeit am richtigen Platz ist, da sie so zweifellos von dem Kreis derjenigen, die sie angeht, gelesen (und hoffentlich auch beherzigt) wird. Es handelt sich um die Verwendung der Ausdrücke „Korrelation" und „korrelieren". Unter Korrelation versteht man im deutschen Sprachgebrauch ausschließlich die gesetzmäßigen Abhängigkeiten und Wechselbeziehungen zwischen den Einzelteilen eines größeren Ganzen. So sprechen wir mit Cuvier von der Korrelation der Organe und verstehen darunter, daß jedes einzelne Organ eines Organismus mit den anderen Organen in wechselseitiger Abhängigkeit verbunden ist, derart, daß es weder seine Form noch seine Funktion ändern

kann, ohne daß „korrelativ" auch Änderungen der anderen Organe Platz greifen. In durchaus entsprechender Weise besagt das von Joh. Walther aufgestellte Prinzip der Korrelation der Fazies, daß zwischen den einzelnen, in einem größeren Raum vorhandenen Fazies ein gesetzmäßiger Zusammenhang besteht, der zur Folge hat, daß an einem Ort nur diejenigen Fazies zeitlich unmittelbar aufeinander folgen können, die räumlich zur gleichen Zeit unmittelbar nebeneinander existieren können. Korrelieren kann man nichts; es stehen nur Einzelteile eines Ganzen in Korrelation.

Die im angelsächsischen Sprachbereich, namentlich in Amerika, eingerissene Verwendung des Wortes „Korrelation" und des davon abgeleiteten Zeitworts „korrelieren" (correlate) für die Parallelisierung gleichaltriger Schichten war im Deutschen bisher nicht üblich. Leider ist die Bezeichnung in dieser verflachten und ihres eigentlichen Sinnes beraubten Bedeutung in der letzten Zeit bei den Erdölgeologen mehr und mehr in Aufnahme gekommen, und das, obgleich sich für den Ausdruck „parallelisieren" mit Leichtigkeit so viele unmißverständliche Synonyma finden lassen, daß es wirklich nicht nötig ist, das Wort „Korrelation" hierzu auch noch heranzuziehen. Besonders betrüblich ist, daß dieser Mißbrauch eines fest umschriebenen Begriffs nun auch in das deutsche wissenschaftliche Schrifttum Eingang gefunden hat, und zwar ausgerechnet in die Zeitschrift „Senckenbergiana", die doch sonst, was formelle, nomenklatorische und begriffliche Korrektheit angeht, vorbildlich dasteht.

Ich richte daher an alle, die es angeht, den Appell, von „Korrelation" nur noch im eigentlichen Sinne dieses Wortes, von „korrelieren" aber überhaupt nicht mehr zu sprechen. Sonst könnte es noch dazu kommen, daß jemand unter Korrelation der Fazies die Feststellung gleichen Alters zweier in verschiedener Fazies ausgebildeter Schichten versteht, und daß er die Vorderbeine eines Pferdes mit den Flügeln eines Vogels „korreliert".

Zusammenfassung

Das Alttertiär Nordwestdeutschlands unterhalb des Septarientons wird in folgender Weise gegliedert: Paläozän, Untereozän 1—4, Obereozän, Unteroligozän. Die einzelnen Abteilungen werden durch ihren Mikrofossil-Inhalt charakterisiert. Kurze Angaben über Mittel- und Oberoligozän sowie Miozän werden angeschlossen. Den Schluß bildet der Versuch, diese Gliederung mit einer von Schuh und einer von Hecht veröffentlichten Tertiäreinteilung zu parallelisieren.

Urschrift eingegangen am 27. April 1938

Druckauftrag erteilt am 8. August 1938

Die Störungszonen im Osten der Rhön

Von Peter Cramer, z. Z. Hannover

Hierzu Tafel 59—60 und 14 Abbildungen

Inhalt

Seite

I. Einleitung 746
II. Tektonische Einzelbeschreibung der Dislokationszonen 748
1. Die Urnshäuser Störung 748
2. Die Bruchzone von Oberkatz 749
3. Der Raum südlich von Fladungen 753
4. Die Heustreuer Dislokationszone 754
a) Das Teilstück von Urspringen 754
b) Die Nordheimer Zone 755
c) Das Gebiet des Heidelberges 756
d) Die Ostheimer Zone 759
e) Der Abschnitt von Unsleben 759
f) Die Störungszone zwischen Heustreu und Saal a. d. Saale . . 761
III. Mechanismus der Störungsbildung in den einzelnen Systemen und deren Beziehung zueinander 765
1. Die Bruchzone von Oberkatz 765
2. Die Urnshäuser Störung 767
3. Der Raum südlich von Fladungen 768
4. Die Heustreuer Dislokationszone 769
IV. Beanspruchungsplan 772
V. Beziehung zwischen Tektonik und Salz 772
1. Die Verteilung des Salzes im Untergrund 772
2. Der Einfluß des Salzes auf die Dislokationszonen 773
VI. Zusammenfassung 775
VII. Schriften 776

I. Einleitung

Der vorliegenden Arbeit liegen tektonische Studien an Störungszonen östlich der Rhön zugrunde. In der Problemstellung und in den Untersuchungsmethoden ähnelt sie zahlreichen Einzelarbeiten, die unter der Leitung von H. Stille ausgeführt wurden, um den Charakter und den Mechanismus der saxonischen Gebirgsbildungen zu erklären.

Nach der Bearbeitung der Fuldaer Grabenzone im Westen der Rhön durch E. Lemke (1937) war es naheliegend, auch den saxonisch dislozierten Raum östlich der Rhön zu untersuchen. Hierzu gab besonders die Tatsache Anlaß, daß die Fuldaer Grabenzone in ihrer südöstlichen Verlängerung von einer herzynischen Horstzone abgelöst wird, die als unbedeutende Bruchzone unter den Basaltdecken der Hohen Rhön verschwindet und dann aber am Ostabhang der Rhön als recht bedeutsamer Störungszug wieder erscheint. Gegen Südosten ist diese „Heustreuer Dislokationszone" bis in das Grabfeld hinein zu verfolgen. Um die tektonischen Verhältnisse im östlichen Vorland der Rhön zu klären, wurde dieses herzynische Störungssystem in einer Länge von ungefähr 30 km bis nach Saal a. d. Saale im Maßstabe 1:12 500 neu aufgenommen und auf seinen Bauplan untersucht.

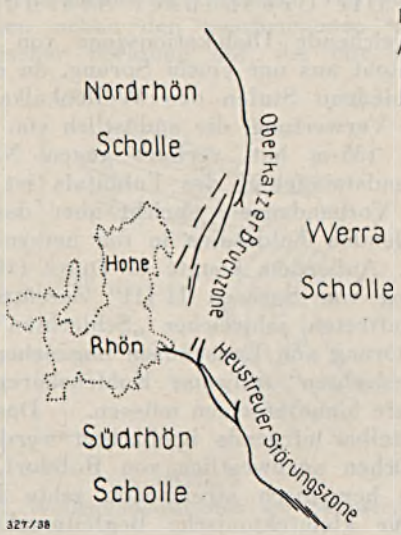


Abb. 1. Die Schollen und Störungszonen im Osten der Rhön. Maßstab 1:500 000.

Außer diesem allerdings bedeutendsten Verwerfungszug sind noch weitere Dislokationen zu erkennen, die den Raum östlich der Rhön in mehrere Teilschollen aufgliedern. Diese Störungen zeigen teilweise gleichfalls herzynisches Streichen, teilweise verlaufen sie auch in etwa rheinischer oder etwa nordsüdlicher Richtung. Zu dieser Gruppe gehören die zahlreichen zwischen Fladungen und Roßdorf auftretenden Sprünge, die unter einer gemeinsamen Bezeichnung als Oberkatzer Bruchzone zusammengefaßt werden sollen. Diese wird an ihrem nordöstlichen Ende bei Roßdorf von einer Zone abgelöst, die sich nun in herzynischer Richtung als Urnshäuser Störung gegen Nordwesten bis in das Fuldatal verfolgen läßt.

Die Urnshäuser Störung wie auch das Oberkatzer Verwerfungssystem wurden ebenfalls neu aufgenommen.

Dadurch, daß die rheinische Bruchlinie von Oberkatz von Nordosten her an die herzynische Dislokationszone von Heustreu heranstreicht, wird das Untersuchungsgebiet in drei Großschollen aufgeteilt (Abb. 1): in eine nord-

westliche oder Nordrhönscholle, in eine im Südwesten der herzynischen Zone liegende Südrhönscholle, sowie in eine östliche oder Werrascholle. Letztere entspricht der Großscholle, die die südwestliche Begrenzung der von E. Krzywicki (1937) bearbeiteten herzynischen Störungszonen im Südwesten des Thüringer Waldes darstellt (vgl. Übersichtskarte d. saxonischen Gebirgsbildung v. H. Stille, 1932).

Die Anregung zu dieser Arbeit erhielt ich von meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. H. Stille. Ihm, sowie Herrn Prof. Dr. F. Lotze danke ich herzlichst für vielseitige Unterstützung während der Geländeaufnahmen und der Auswertung der Ergebnisse.

II. Tektonische Einzelbeschreibung der Dislokationszonen

1. Die Urnshäuser Störung

Die herzynisch streichende Dislokationszone von Urnshausen ist recht einfach gebaut, sie besteht aus nur einem Sprung, an dem zwischen Roßdorf und Urnshausen verschiedene Stufen des Wellenkalks gegen Buntsandstein stoßen (Profil 1). Die Verwerfung, die südöstlich von Urnshausen noch eine Sprunghöhe von etwa 135 m hat, verliert gegen Nordwesten schnell an Bedeutung. Im Buntsandsteingebiet des Fuldatals ist sie dann nicht mehr zu erkennen. Für ihr Vorhandensein spricht aber das plötzliche Umbiegen des nordöstlich verlaufenden Fuldatales in die herzynische Richtung gerade in ihrer Verlängerung. Außerdem konnte C. Dietz (1928) auf Strecken des Kaliwerkes „Großherzog von Sachsen II/III“ Zerrüttungszonen nachweisen, die sich durch das Auftreten zahlreicher „Schlechten“ charakterisieren und als Fortsetzung der Störung von Urnshausen angesehen werden dürfen. Der Umstand, daß die „Schlechten“ teilweise Kohlensäuregas führen, zeigt, daß sie in beträchtliche Tiefe hinuntersetzen müssen. — Das Einfallen des Hauptsprunges konnte unmittelbar nirgends beobachtet werden; da aber in seiner Nähe, in den Steinbrüchen nordwestlich von Roßdorf, an der Straße nach Urnshausen, zahlreiche herzynisch streichende echte Brüche zu beobachten sind (Abb. 2), offenbar kleintektonische Begleiterscheinungen des Hauptsprungs, so ist wohl auch für diesen ein rechtsinniges Einfallen anzunehmen.

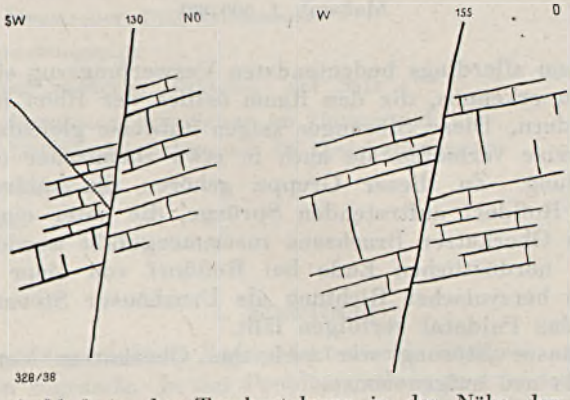


Abb. 2. Aufschluß in der Terebratelzone in der Nähe der Urnshäuser Störung nordwestlich von Roßdorf. Die Sprunghöhe der Verwerfung links beträgt 0,45 m, die der anderen 1 m.

Hierin käme ja nun eine gewisse Zerrung zum Ausdruck; doch sind daneben sowohl im Großbau des Muschelkalkstreifens wie auch in der Kleintektonik Einengungstendenzen sehr wohl erkennbar. Die zunächst schwach antithetisch gegen den Schollenrandsprung einfallenden Muschelkalkschichten werden mit Annäherung an die Störung stark eingemuldet; an einigen Stellen kommt es außerdem an der Verwerfung zu einer Aufsattelung der Schichten, wie sie z. B. an dem Rötsattel südlich von Punkt 449,7 an der Straße von Roßdorf nach Urnshausen zu erkennen ist. Auch kleintektonische Faltungsbilder bestätigen die Wirkung einer Pressungsbeanspruchung.

2. Die Bruchzone von Oberkatz

Bereits in den Steinbrüchen nordwestlich von Roßdorf an der Straße nach Urnshausen treten neben den beschriebenen herzynischen Strukturen auch solche in rheinischer Richtung auf, die mit dem südöstlichen Ende

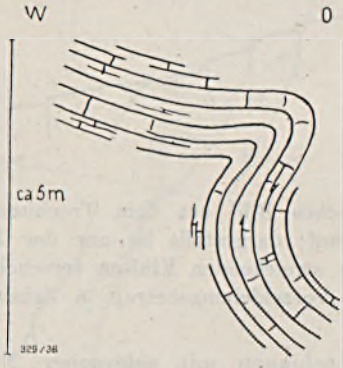


Abb. 3.
Gefaltete Röt- und Wellenkalkschichten am Südostabhang des „Horns".

der Urnshäuser Störung im Zusammenhang stehen. Während diese nach Nordwesten, wie wir sahen, allmählich verklingt, findet der herzynische Randsprung nach Südosten ein verhältnismäßig jähes Ende dadurch, daß er bei Roßdorf in Wechselwirkung zu der rheinischen Dislokationszone von Oberkatz tritt. Indes setzt der herzynische Bruch nicht einfach an dem rheinischen ab, vielmehr beginnt jener bei Roßdorf seine Streichrichtung derart zu versteilen, daß er südöstlich von Roßdorf annähernd in Nordsüdrichtung verläuft. In diesem Abschnitt hat man für die neue, Oberkatzer Sprung benannte Dislokation rechtsinniges, d. h. südwestwärtiges Einfallen anzunehmen, da nicht nur jegliche Pressungserscheinungen fehlen, sondern sogar in einem Trochitenkalksteinbruch in dem Tälchen nordöstlich vom Gut Roßhof in der Nähe der Störung ausschließlich echte Sprünge gleichen Streichens zu beobachten sind (Abb. 4).

Das Einfallen der Urnshäuser wie der Oberkatzer Störung erfolgt also im selben Sinne; ihre Sprunghöhen gleichen sich in der Umbiegungszone an. Überhaupt zeigen sich die beiden Verwerfungen als zusammengehörig auch dadurch, daß sie dieselben Schollen umgrenzen. Selbst die Gesteinszüge

ordnen sich so an, daß auch im Aufbau der Scholle eine Ähnlichkeit erkennbar wird. So sind die Muschelkalkschichten der Nordrhönscholle (vgl. Abb. 1) beiden Zonen gemeinsam, indem sie allmählich aus der herzynischen Richtung in die nordsüdliche umbiegen. Auch die kleintektonischen Elemente ändern entsprechend ihr Streichen. Der Übergang beider Richtungen ineinander erfolgt also kontinuierlich. Die Tatsache, daß die herzynisch streichende Urnshäuser und die rheinisch verlaufende Oberkatzer Verwerfung miteinander verschmelzen, zwingt beide Elemente, in der Umbiegungszone von ihrer charakteristischen Streichrichtung abtrünnig zu werden. So kommt es, daß der Oberkatzer Sprung zwischen Roßdorf und Oberkatz dauernd um die Nordsüdrichtung pendelt. Nur mühsam vollzieht sich der Übergang aus der herzynischen in die streng rheinische Richtung, die erst bei Oberkatz endgültig erreicht wird. Westlich von Hümpfershausen biegt die Störung sogar noch einmal in die steil herzynische Richtung um, zugleich stellen

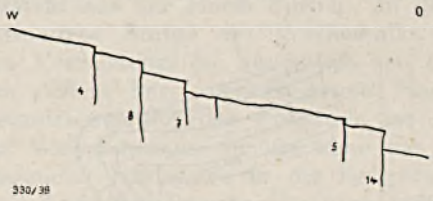


Abb. 4. Kleintektonisches Bild aus dem Trochitenkalksteinbruch nordöstlich von Gut Roßhof; dargestellt ist nur der Trochitenkalk, dessen Bänke an nordsüdlich streichenden Klüften verschoben sind. Die Zahlen geben den Verschiebungsbetrag in Zentimetern an.

sich kleintektonische Fältelungen mit schwacher Nordwestvergenz ein. Jedoch wird auch an dieser Stelle die rheinische Richtung nicht vollständig unterdrückt. Denn westlich von Hümpfershausen strahlt von der Bruchlinie gegen Nordosten eine rheinische Muschelkalkmulde aus, die bis an die Straße von Roßdorf nach Rosa zu verfolgen ist, wo sie in dem Buntsandstein der östlichen Großscholle verklingt. Diese Mulde darf wohl als die eigentliche Fortsetzung der großen rheinischen Zone angesehen werden. Unter ihrem Einfluß wird westlich von Hümpfershausen der Oberkatzer Sprung vorübergehend bedeutungslos. Im Fortstreichen gegen Süden wächst seine Sprunghöhe wieder; kleintektonische Bilder sprechen für rechtsinniges, westwärtiges Einfallen der Verwerfung. Der einfache Bauplan der Störungszone ändert sich in der Gegend von Oberkatz. Der Oberkatzer Sprung ist nicht mehr der alleinige Träger des tektonischen Bewegungsvorganges; er stellt vielmehr nur noch die östliche Begrenzung einer Bruchzone dar, von deren beiden anderen Verwerfungen er im Profilschnitt II bereits an Sprunghöhe übertroffen wird. In der Abb. 5 ist der Verlauf der Bruchlinie etwas schematisiert dargestellt.

Wie die tektonische Übersichtskarte zeigt, wird die Ostseite der Bruchzone von sich fiedrig ablösenden Störungen gebildet. Je zwei solcher Dislokationen fassen schmale, muldenförmig gebaute Brücken ein, auf denen man aus dem Innern der Bruchzone auf deren östliches Ufer gelangen kann, ohne dabei Verwerfungen überqueren zu müssen. Es liegen hier also ähnliche

Bauverhältnisse vor, wie sie z. B. von F. Lotze (1932) aus dem Südteil des Göttinger Leinetalgrabens beschrieben wurden. Auch die Ostseite dieser Bruchzone wird ja von Störungen gebildet, die nach Art von Fiederspalten angeordnet schmale Schollenstreifen einschließen, die zwischen dem Grabeninnern und dem Grabenufer vermitteln.

Der von Norden heranziehende Oberkatzer Sprung spaltet sich südlich von Oberkatz auf und verklingt dann bald in der östlichen Großscholle. Dafür

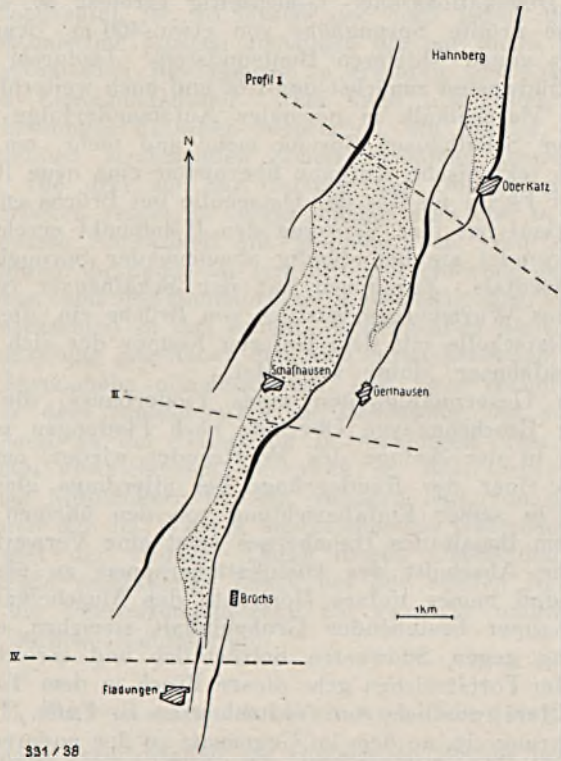


Abb. 5. Strukturkarte der Oberkatzer Bruchzone. Die punktierte Fläche gibt die Verbreitung des Keupers wieder

entwickelt sich westlich von ihm in dem Mittleren Keuper der Hahnbergmulde der Gerthäuser Sprung; beide Störungen fassen die Mulde von Oberkatz ein, deren Charakter einer Brücke trotz des Heranstreichens des Oberkatzer Bruches an die Gerthäuser Verwerfung gewahrt bleibt. Letztere erreicht ihre größte Sprunghöhe westlich der Diesburg, wo die Störung Mittleren Keuper der Gerthäuser Mulde gegen Mittleren Muschelkalk des östlichen Ufers legt. Da sich diese Mulde gegen Südwesten heraushebt, verliert der Randsprung im Fortstreichen ständig an Bedeutung, so daß südlich von Gerthausen das Anlager der Mulden- und Uferschichten normal wird (Profil III).

Die Gerthäuser Mulde stellt also gleichfalls eine Brücke dar, die das Buntsandsteingebiet der Ostscholle bei Brüchs mit der Keupersenke bei Aschenhausen verbindet. Ihre westliche Begrenzung findet die Gert-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

häuser Brücke an dem Schafhäuser Sprung, der sich südlich von Aschenhausen im Mittleren Keuper der an dieser Stelle vereinten Gerthäuser und der sich ihr nordwestlich anschließenden Schafhäuser Mulde anlegt. Da beide Muldenachsen gegen Südwesten einen verschieden großen Neigungswinkel besitzen, nimmt in gleicher Richtung der Verwerfungsbetrag der Störung schnell zu. Infolge der Verschmelzung der Gerthäuser Mulde mit der östlichen Randscholle wird der Schafhäuser Sprung zum östlichen Randbruch der Dislokationszone. Gleichzeitig erreicht er südwestlich von Schafhausen seine größte Sprunghöhe von etwa 400 m; denn hier legt er Mittleren Keuper gegen Mittleren Buntsandstein. Dadurch, daß sich auf letzterem gegen Südwesten zunächst der Röt und auch weiterhin die Schichten bis zum Oberen Muschelkalk in normaler Aufeinanderfolge einstellen, verschwächt sich der Schafhäuser Sprung mehr und mehr, um dann bald zu verklingen. Seine tektonische Aufgabe übernimmt eine neue Randverwerfung, die sich aus einer Flexur im Röt der Ostscholle bei Brüchs entwickelt. Schon nach kurzem Verlauf hat ihre Wirkung den Höhepunkt erreicht; östlich von Fladungen verschwindet sie bei ständig abnehmender Sprunghöhe unter dem Alluvium des Streutals. Zusammen mit der Schafhäuser Störung schließt sie die Brücke des Wurmberges westlich von Brüchs ein, die das Buntsandsteingebiet der Ostscholle mit dem Unteren Keuper der sich am Wurmberg schließenden Schafhäuser Mulde verbindet.

Die gleichen Gesetzmäßigkeiten eines Fiederbaues, die dem Bauplan der Ostseite der Bruchzone von Oberkatz nach Fladungen zugrunde liegen, finden sich auch in der Anlage des Westrandes wieder, nur mit der Einschränkung, daß einer der Randsprünge bei allerdings gleichartigem tektonischen Effekt in seiner Einfallsrichtung von den übrigen Störungen abweicht. Unter dem Basalt des Hahnberges setzt eine Verwerfung auf, durch die der nördliche Abschnitt des Dislokationsraumes zu einer Grabenzone wird. Dadurch, daß immer tiefere Horizonte des Muschelkalkes gegen den aus Mittlerem Keuper bestehenden Grabeninhalt streichen, erhöht sich der Verwerfungsbetrag gegen Südwesten beträchtlich und erreicht im Profil II sein Maximum. Im Fortstreichen geht dieser Bruch in dem Tonplattenplateau des westlichen Ufers westlich von Aschenhausen zu Ende. Hier setzt aber bald ein neuer Sprung ein, an dem im Gegensatz zu den anderen Verwerfungen des Westrandes die westliche Scholle abgesunken erscheint. Diese Störung verklingt im Röt des Ostflügels der Erbenhäuser Mulde, einer flachen, vollkommen bruchlosen Einmuldung am Rande der Westscholle. Weiter gegen Südwesten wird die Schollengrenze zunächst von einer Flexur gebildet, aus der sich nordöstlich Melzers ein neuer Randbruch entwickelt, durch den der südliche Teil des ganzen Verwerfungssystems wieder den Charakter eines Grabens erhält. Im Profil IV ist der Sprung als Störung nicht mehr vorhanden; die Wirkung dieser Dislokationslinie besteht nur noch in einem stärkeren Abbiegen der Schichten zur Mulde von Oberfladungen. Die Rolle eines westlichen Randbruches übernimmt nun eine kleine Verwerfung, die sich unter den Basalten des Wurmberges gebildet hat und, bald an Bedeutung verlierend, unter das Alluvium des Streutales untertaucht. Ausgeprägte Brücken wie am Ostrand sind auf der Westseite des Störungsbereichs nicht vorhanden. Dies hat seinen Grund darin, daß nie zwei Randbrüche nebeneinander bestehen. Die einzelnen Verwerfungen lösen sich derart ab, daß zwischen dem Ende der einen und dem Beginn der nächstfolgenden ein

Randstück bestehen bleibt, auf dem man von der Westscholle, ohne eine Verwerfung zu überqueren, bis an den Ostrand der Bruchzone gehen kann. In der Gesamtanlage der Dislokationszone von Oberkatz nach Fladungen herrscht die Tendenz, die einzelnen Fiedern von beiden Seiten gegen Südwesten an die Achse der Bruchzone heranzurücken. Dadurch vermindert sich ihre Breite von 2,5 km bei Oberkatz (Profil II) auf etwa 350 m nordöstlich von Fladungen.

Wenn auch das Einfallen der einzelnen Fiedersprünge nirgends unmittelbar zu beobachten ist, so lassen sich doch jedem dieser Brüche eine Anzahl kleintektonischer Formen zuordnen, die nur durch eine Ausweitungstendenz der tektonischen Bewegungen zu erklären sind. Andererseits fehlen jegliche echten Einengungsbilder. Man kann also allen rheinischen Verwerfungen rechtsinniges Einfallen zusprechen, ein Befund, der auch mit den in anderen rheinisch streichenden Zonen Saxoniens gemachten Erfahrungen übereinstimmt. Die drei auf der Ostseite der Oberkatzer Dislokationszone auftretenden Brücken zeigen in ihrem inneren Bau und in der Art, wie sie enden, eine gewisse Ähnlichkeit mit Muldengräben. Wie diese, finden auch die Brücken dadurch ihr Ende, daß sich ihre muldenförmig gelagerten Schichten axial herausheben und die Randsprünge gleichzeitig ihre Verwerfungsbeträge ändern. Im Unterschied zu den echten Muldengräben büßt indes nur jeweils ein Brückenrandsprung gegenüber dem sich heraushebenden Kern der Muldenbrücke seine Sprunghöhe allmählich ein; und zwar verliert immer der östliche gegenüber dem Muldeninnern an Bedeutung, um schließlich, in eine Flexur übergehend, in der Ostscholle zu verklingen. Der andere, westliche Randsprung zeigt abweichendes Verhalten; er fällt nicht wie eine Grabenrandstörung zum Muldenkern hin ein, sondern legt, von diesem wegfallend, jüngere Schichten der im Westen anschließenden tektonischen Einheit gegen den Muldenflügel der Brücke. Unter diesen Umständen muß daher der westwärts fallende rechtsinnige Bruch bei der axialen Neigung der Brücke in bezug auf die Verwerfungsbeträge ein geradezu umgekehrtes Verhalten zeigen wie die östliche Randstörung.

3. Der Raum südlich von Fladungen

Bei Fladungen verschwinden die rheinischen Brüche unter dem Alluvium des Streutales. Da man annehmen kann, daß der dem rheinischen Störungssystem zwischen Oberkatz und Fladungen zugrunde liegende Bauplan auch in dem Raum südwestlich von Fladungen seine Gültigkeit beibehält, so wird sich die Dislokationszone auch weiterhin verschmälern. Gleichzeitig heben sich die nordöstlich von Fladungen grabenartig versenkten Schichten gegen Südwesten allmählich heraus, so daß sich die Sprunghöhen der Verwerfungen entsprechend verringern. Dies alles läßt darauf schließen, daß die große rheinische Störungszone südlich von Fladungen ihr Ende findet.

Infolge des axialen Auftauchens der Schichten, das besonders schön an dem Ausstrich des Muschelkalkes der Mulde von Oberfladungen am Gangolfsberg zu beobachten ist, vermag südwestlich von Fladungen in der Verlängerung der rheinischen Zone sogar Mittlerer Buntsandstein in normalem Verband zu erscheinen. Das durch diese Stelle in westöstlicher Richtung gelegte Profil V zeigt keine Verwerfungen mehr. Die im südwestlichen Fortstreichen der rheinischen Elemente auftretende schwache flexurartige

Verbiegung der Rötschichten ganz im Westen des Profils könnte man als die letzte Wirkung der verklingenden Zonen deuten. Von wesentlich größerer Bedeutung ist das Auftreten einer neuen Bauform, die sich im Raum der ehemaligen östlichen Großscholle anzulegen beginnt. Im Mittleren Buntsandstein ist hier an einer steil herzynisch streichenden Flexur ein schmaler Muschelkalkstreifen eingemuldet, der im Fortstreichen gegen Südosten bei Nordheim an einer rheinischen Muldenzone gegen Südwesten versetzt erscheint. Gleichzeitig ist an die Stelle der Flexur eine Störung getreten, die Unteren Wellenkalk gegen Mittleren Buntsandstein der Ostscholle legt. Nach kurzem Verlauf wird auch diese Verwerfung an einer Nordsüd gerichteten Zone bei Ostheim diesmal aber gegen Nordosten versetzt, um dann bald zu verklingen.

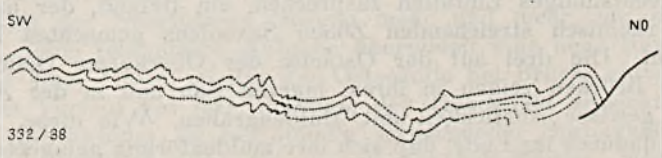


Abb. 6. Kleintektonische Faltung im unteren Wellenkalk des Lehrberges westlich von Urspringen; Länge etwa 75 m.

Die beiden erwähnten rheinischen Elemente stehen im Südwesten in enger Verbindung mit der großen herzynischen Dislokationszone von Heustreu, mit der zusammen sie daher ausführlicher besprochen werden sollen.

4. Die Heustreuer Dislokationszone

Das Gesamtbild dieses im wesentlichen herzynisch streichenden Dislokationszuges wird in einigen Abschnitten durch das Auftreten rheinischer Strukturen verändert. Die so sich ergebende Teilung der ganzen Zone mag als Grundlage für die Gliederung dienen, um für die Einzelbeschreibung eine bessere Übersicht über diesen lebhaft dislozierten Raum zu gewinnen.

a) Das Teilstück von Urspringen

Am Ostabhang der Hohen Rhön tritt westlich von Urspringen die bedeutende herzynisch streichende Dislokationszone von Heustreu zum erstenmal in Erscheinung. Hier setzt inmitten Muschelkalkschichten ein schmaler, höchstens 200 m breit werdender Buntsandsteinhorst auf, der gegen Südosten bereits nach etwa 2 km wieder auskeilt. Er besteht meist aus Mittlerem Buntsandstein; nur in seinem mittleren Teil beteiligen sich auch Unterer Buntsandstein und sogar Zechstein an seinem Aufbau. Eine nur wenige Quadratmeter große Linse von Zechsteindolomit sitzt wie ein Pfropfen in den fast flach liegenden Buntsandsteinschichten am Lehrberg. Nicht weit davon entfernt klebt außerdem ein 5—12 m breites und etwa 100 m langes Paket von in Letten und Bröckelschiefer eingewickeltem Zechsteindolomit an der Störung zwischen dem Buntsandsteinhorst und dem ihm im Nordosten anliegenden Wellenkalk. Die in diesem Abschnitt der Störungszone herrschenden Verhältnisse gibt das Profil VI wieder. Zur Kennzeichnung der im Profil VI nur schematisch dargestellten Faltung im unteren Wellenkalk mag Abb. 6 dienen.

Das Vorhandensein von Zechstein ist nicht nur deswegen von so großer Bedeutung, weil es das einzige bekannte Vorkommen in der weiteren Umgebung ist, sondern noch deshalb, weil ein derartiges Auftreten von Zechstein für die entwicklungsgeschichtliche Bedeutung eines dislozierten Raumes und für die Erklärung der in dieser Zone auftretenden Strukturtypen von großem Wert ist. Die dem Buntsandsteinhorst auf seiner nordöstlichen Flanke vorgelagerte, aus Röt und unterem Wellenkalk gebildete Zwischenstaffel läßt sich auch nach dem Auskeilen des Horstes weiter gegen Südosten verfolgen. Sie wird hier also zur Horstzone — allerdings nur auf eine kurze Erstreckung; denn bald setzt erneut ein aus Mittlerem Buntsandstein bestehender Horst ein, der, sich schnell verbreiternd, bis nahe an die Straße von Urspringen nach Oberelsbach zu verfolgen ist, wo die ganze Störungszone vorübergehend unter Diluvium verschwindet.

Südöstlich jener Straße zeigt die Dislokationszone nicht mehr das geschlossene Bild wie bisher. Dadurch, daß sich auch in den Randschollen Sprünge anlegen — die allerdings gegen Südosten bald wieder verklingen —, verbreitert sie sich vorübergehend recht erheblich. Die eigentliche Fortsetzung der Horstzone ist jedoch gut zu erkennen; denn südlich von Urspringen tritt noch einmal ein kleiner, spindelförmiger Buntsandsteinhorst auf. Die Schichten des höheren Muschelkalks an seinen Flanken, die mit höchstens 17° von dem Horst wegfallen, zeigen keinerlei Pressungserscheinungen. In der Verlängerung der Achsenzone gegen Südosten entwickelt sich bald eine neue Störung, an der durch das Aufsetzen eines kleinen Gegensprunges Keuperschichten grabenförmig versenkt sind. Der südöstliche Grabenrand wird von einem steilen, 85° einfallenden rechtsinnigen Sprung gebildet.

Unter dem Einfluß einer von Nordosten heranstreichenden rheinischen Zone biegt jener Keupergraben in eine steil herzynische, der aus ihm hervorgehende Bruch sogar in die Nordsüdrichtung ein. Im weiteren Verlauf bald wieder herzynisches Streichen annehmend findet dieser Sprung als einziger des Störungsbereiches von Urspringen Anschluß an den Verwerfungszug des Heidelberges. Dieser erscheint an der erwähnten, nunmehr zu beschreibenden rheinischen Zone gegenüber dem Dislokationsraum von Urspringen gegen Nordosten versetzt.

b) Die Nordheimer Zone

Die nordwestlichen Uferschichten der herzynischen Dislokationszone von Urspringen biegen östlich von Urspringen ziemlich unvermittelt aus der herzynischen in die rheinische Richtung ein, um so zur nordwestlichen Begrenzung der rheinischen Zone von Nordheim zu werden. Etwa am Osterberg zwischen Urspringen und Nordheim wird diese Grenze zu einer Verwerfung. Ein mit 45° einfallender echter Bruch legt hier höchsten Mittleren Muschelkalk des Grabens gegen untersten Wellenkalk der Westscholle. Der südöstliche Grabenrand wird von einem Sprung gebildet, dem entsprechend der Schleppung der Schichten an ihm ebenfalls rechtsinniges Einfallen zukommt. Bei seinem Verlauf gegen Südwesten an einer kleinen herzynischen Störung grabeneinwärts versetzt, trifft er nördlich von Oberwaldbehrungen mit den herzynischen Elementen der Heidelbergzone zusammen.

Das östliche Grabenufer wird gleichfalls von kleinen rheinischen Sprüngen durchsetzt. Einer solchen im unteren Wellenkalk verlaufenden Verwerfung sitzt nahe am Streutal ein kleiner Basaltschlot auf, in dessen Tuffmantel

Tonplatten — wohl Reste eines Grabeninhaltes — gefunden wurden. Der Basalt benutzte also zum Aufdringen eine alte Dislokationszone mit Zerrungscharakter.

Die Schichten im Grabeninnern sind muldenförmig gelagert; der aus Mittlerem Keuper gebildete Muldenkern liegt in der Nähe des Osterberges. Von hier hebt sich die Grabenachse in beiden Richtungen heraus, wodurch sich gleichzeitig die tektonische Bedeutung der Randbrüche vermindert. Nördlich von Nordheim sind beide Grabenrandstörungen verklungen, nur der Verlauf der Schichtgrenzen läßt die hier zu Ende gehende rheinische Zone noch in Erscheinung treten. Auch gegen Südwesten verliert die Nordheimer Zone schnell an Bedeutung. Die Wirkung des rheinischen Elementes kommt hier nur noch darin zum Ausdruck, daß die Streichrichtung der herzynischen Urspringer Störungszone vorübergehend abgewandelt wird.

c) Das Gebiet des Heidelberges

Dieser Teil der Heustreuer Störungszone erhält sein morphologisches wie auch geologisch-tektonisches Gepräge durch den etwa 5 km langen und 1 km breiten, herzynisch streichenden Buntsandsteinhorst des Heidelberges. Über seinen inneren Bau ist wegen mangelnder Aufschlüsse nichts auszusagen.

Der nordöstliche Randsprung des Horstes legt den Mittleren Buntsandstein des Heidelberges gegen höheren Röt, im Südost gegen untersten Wellenkalk. Die Schichten des nordöstlichen Ufers fallen flach gegen Nordosten zu einem aus Trochitenkalk gebildeten Muldenkern ein, um dann wieder etwas steiler aufzubiegen, so daß unter dem nordöstlichen Flügel dieser Muschelkalkmulde bald Röt und Buntsandstein in normalem Verband erscheinen. Die in diesem Raum auftretenden tektonischen Strukturen mögen zur Deutung des Charakters des nordöstlichen Randbruchs dienen. Nur etwa 30 m von jener Störung entfernt befindet sich an der Straße von Frickenhausen nach Ostheim ein Steinbruch im unteren Wellenkalk. Die Schichten liegen beinahe horizontal; das Gestein ist in seinem Gefüge stark aufgelockert und von zahlreichen klaffenden Klüften durchsetzt. Zwei rechtsinnige Verwerfungen verlaufen nahezu parallel der nahen Hauptstörung. An der Straße von Ostheim nach Oberwaldbehrungen ist nördlich vom „Altväter" im unteren Wellenkalk an herzynischen Brüchen eine schmale Scholle von Schaumkalk und Mittlerem Muschelkalk grabenförmig eingesunken. Ein in gleicher Richtung streichender Graben von Mittlerem und Oberem Muschelkalk tritt im unteren Wellenkalk des Picketals auf. Da noch weitere Zerrungsstörungen von kleintektonischem Ausmaß beobachtet werden konnten, und da außerdem in diesem Gebiet jegliche Einengungsformen fehlen, darf man wohl den nordöstlichen Randsprung des Horstes als einen echten Bruch auffassen. Die Muschelkalkschichten im Südwesten des Heidelberges zeigen gleichfalls einen muldenförmigen Bau. Der dem Horst anliegende Muldenflügel fällt steil gegen Südwesten ein. Die Schichten nehmen jedoch bald eine flache Lagerung an, um sich weiterhin mit geringem Einfallen gegen Nordosten wieder herauszuheben, den Gegenflügel der Mulde bildend, so daß in der Gegend des Elsbachtales unter dem Muschelkalk wieder der Röt und der Mittlere Buntsandstein erscheinen. Durch das steile Einfallen des einen Muldenflügels wird die Breite der südwestlichen Muschelkalkmulde

so stark reduziert, daß sie nur noch halb so groß ist wie die der Mulde im Nordosten des Horstes.

Gleich dem nordöstlichen Randsprung des Horstes legt auch der südwestliche höchsten Röt und untersten Wellenkalk gegen den Mittleren Buntsandstein des Heidelberges. Dort, wo der für tektonische Bewegungen so empfindliche Wellenkalk unmittelbar an den südwestlichen Randbruch grenzt, wird sich die Wirkungsweise der Verwerfung am klarsten erkennen lassen, so daß man hier aus den im Wellenkalk auftretenden Strukturen die sichersten Rückschlüsse auf den Charakter der Störung selbst ziehen kann.

In der Nachbarschaft des Buntsandsteinhorstes zeigt der Wellenkalk eine eindeutige, zum Teil recht erhebliche Auswirkung einer Druckbeanspruchung. Eine Auswahl aus den vielen zu beobachtenden Pressungserscheinungen stellen folgende Abbildungen dar.



Abb. 7. Faltung im unteren Wellenkalk des Gerlosberges nordöstlich von Unterwaldbehrungen.

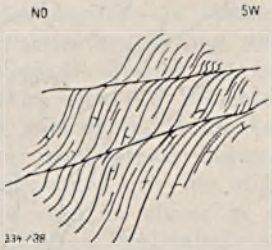


Abb. 8. Abscherungen im überkippten Wellenkalk in der Nähe des Gerlosberges; Höhe etwa 1 m

Diese Strukturen sprechen dafür, daß die südwestliche Randstörung des Heidelberghorstes eine Überschiebung ist. Die geringere Beanspruchung der Muschelkalkschichten dort, wo sich zwischen ihnen und dem Buntsandstein des Horstes der Röt einschaltet, ließe sich wohl daraus erklären, daß sich hier die Druckwirkung der Überschiebung in den mobilen Tonmassen des Röt ausgewirkt und totgelaufen hat.

Die Tektonik der dem Horst im Südwesten vorgelagerten Muschelkalkmulde ist auch noch recht lebhaft. Lang aushaltende herzynische Brüche zerlegen die Mulde in kleine Teilschollen, die selbst wieder einen muldenförmigen Bau aufweisen (Profil VII und VIII). Entsprechend den an die Störungen geknüpften Faltungserscheinungen — z. B. am Wege zum Gübrich gleich am westlichen Dorfausgang von Oberwaldbehrungen und an der Weg-

gabelung östlich Unterwaldbehrungen — sind die Verwerfungen als Überschiebungen anzusehen.

Am nordwestlichen Teil des Heidelberghorstes, wo dessen herzynische Elemente mit den rheinischen der Nordheimer Grabenzone zusammentreffen, legen sich im halben Winkel zwischen beiden Richtungen einige antiherzynische Störungen an, die eine allmähliche Auflösung der herzynischen Bauformen bewirken. An einem solchen Bruch wird der dem Horst anliegende Muldenflügel am nordwestlichen Ende des Funkenberges abgeschnitten, so daß nun der flach gegen Nordosten einfallende Muldenflügel direkt gegen den Buntsandsteinhorst grenzt.

Kleine Restschollen des unterdrückten Flügels werden an antiherzynischen Verwerfungen gegen Nordosten vorverlegt, wodurch der Horst entsprechend an Breite verliert, um schließlich an einem flachen Sprung in der Nähe der Straße von Ostheim nach Oberwaldbehrungen seine nordwestliche Begrenzung zu finden. Untergeordnet treten noch zahlreiche Dislokationen verschiedenster Streichrichtung auf, die den Raum an der Nordwestecke des Heidelberges in kleine, unregelmäßig begrenzte Stücke zerlegen. Wegen der ungünstigen Aufschlußverhältnisse ist nichts Genaues über den Bauplan im einzelnen bekannt. Einige dieser kleinen Schollen lassen noch eine schwache Faltung erkennen. Die Anordnung der Einzelstörungen am südöstlichen Ende des Heidelberghorstes und ihre gegenseitige Beeinflussung gibt folgende etwas schematisierte tektonische Strukturkarte wieder (Abb. 9).

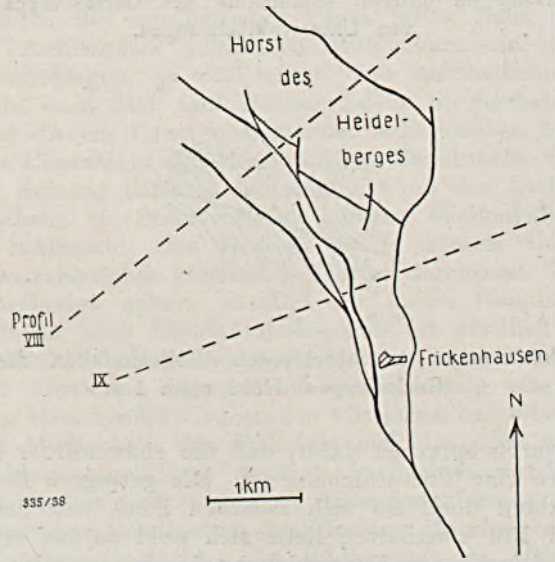


Abb. 9. Übersichtskärtchen der tektonischen Linien an der Südostecke des Heidelberges.

Von einem eggisch streichenden Störungszug spalten sich gegen Nordwesten eine herzynische und gegen Norden drei Nordsüd gerichtete Sprünge ab. Letztere wie auch der eggische Bruch deformieren den südöstlichen Teil des Horstes, um dann allerdings recht schnell im Buntsandstein des Heidel-

berges zu verklingen. Nur die beiden äußersten sich von dem eggischen Hauptstamm abzweigenden Äste bleiben in ihrem Verlauf rein erhalten. Die sich in dem Winkel zwischen diesen Zweigen anlegenden Dislokationen beeinflussen sich in ihrer Wirkungsweise derartig, daß sie schließlich alle miteinander ihr Ende finden.

Das äußere Erscheinungsbild des herzynischen Raumes zeigt ähnlich wie im nordwestlichen Teil des Horstes auch im Südosten eine Zunahme an dislozierenden Elementen, die besonders stark den dem Heidelberg südwestlich anliegenden Muldenflügel deformieren (Profil VIII). Den Höhepunkt erreicht die tektonische Ausgestaltung nordwestlich von Frickenhausen, wo neue Störungsrichtungen auftreten, die den Raum in ein Mosaik von Einzelschollen zerlegen. Die tektonische Beanspruchung ist hier jedoch weniger intensiv als extensiv; die ihr zugrunde liegende Tendenz zielt dabei auf eine Vereinfachung des tektonischen Bildes hin. Da hier Systeme verschiedenster Streichrichtungen aufeinander treffen, werden zahlreiche Strukturelemente vernichtet, und der Bauplan wird in bezug auf seine Ausgestaltung durch Störungen gegen Südosten vereinfacht, wie es die Strukturkarte deutlich erkennen läßt. Besonders durch die Anlage einer in Nordsüdrichtung verlaufenden, nun zu beschreibenden Zone sind der Möglichkeit einer gleichartigen Weiterführung des tektonischen Baues der herzynischen Zone gegen Südosten mit den gleichen Mitteln wie in der Heidelbergzone die Grundlagen entzogen worden.

d) Die Ostheimer Zone

Die Ostheimer Zone läßt sich von Frickenhausen gegen Norden bis etwa zur Lichtenburg nördlich von Ostheim verfolgen, wo sie verklingt, nur noch an dem Ausstrich der Schichtgrenzen als flache Mulde erkennbar. Südlich von Ostheim deutet sich die Westbegrenzung dieser rheinischen Bauform in dem Verlauf der Röt—Wellenkalk-Grenze am Großen und Kleinen Lindenberg an. Von hier aus senken sich die Schichten gleichmäßig gegen Osten bis zu dem aus Tonplatten gebildeten Muldenkern. Weiter im Osten hebt sich der Muschelkalk weniger steil wieder heraus.

Diese Verbiegungen vollziehen sich im allgemeinen bruchlos; nur die Tonplatten des Muldenkerns sind an einem in seiner Längserstreckung unbedeutenden Sprung gegen höheren Wellenkalk des westlichen Muldenflügels verworfen. Im Fortstreichen schließt sich die Ostheimer Muldenzone mit Annäherung an den Heidelberghorst und ist vorübergehend nicht mehr zu erkennen. Weiter gegen Süden tritt sie jedoch, nun aber als Bruchzone, bald wieder auf. Sie entspricht der südöstlichen der drei sich bei Frickenhausen von dem eggisch streichenden Zentralstrang gegen Norden abzweigenden Verwerfungen. An ihr findet der herzynische Horst des Heidelberges seine südöstliche Begrenzung.

e) Der Abschnitt von Unsleben

Aus dem Zusammentreffen der rheinischen Ostheimer Elemente mit den herzynischen der Heidelbergzone entwickelt sich bei Frickenhausen die eggische Richtung, die von hier über Unsleben bis nach Heustreu den Verlauf der Störungszone bestimmt. Die drei die Heidelbergzone zusammensetzenden Bausteine — der Horst mit den anliegenden Muschelkalkmulden — werden, wenn auch in etwas abgewandelter Form, gleichfalls für den Aufbau der eggisch streichenden Zone benutzt.

An der Ostheimer Störungslinie wird die Horstzone beträchtlich gegen Süden versetzt. Hierdurch werden die beiden Muschelkalkmulden, die ihre Stellung als Flanken der Dislokationszone beibehalten haben, derart in ihren Größenverhältnissen abgeändert, daß die südöstliche Muldenscholle ihren der Kernzone benachbarten Flügel einbüßt, die nordöstliche dagegen entsprechend an Raum gewinnt, so daß höchster Mittlerer Buntsandstein in normalem Verbande an der Schichtgrenze ausstreichen kann. Im Gegensatz zu dem verhältnismäßig einfachen Bauschema des Heidelberghorstes ist die Verformung der Kernzone jetzt ungleich lebhafter. Sie erscheint in den verschiedensten Richtungen verbogen, so daß außer Buntsandstein auch noch jüngere Schichtglieder an ihrem Aufbau teilnehmen. Gegen Osten taucht die Mittelscholle in so starkem Maße ab, daß ihre Schichten im Vergleich zur östlichen Uferscholle versenkt erscheinen. Die Kernzone hat also den Charakter eines Horstes verloren. So taucht z. B. nordwestlich von Frickenhausen der Buntsandstein der mittleren Zone nahezu kuppelförmig nach allen Seiten ab, indem im Osten und Westen Buntsandsteinschichten, im Norden und Süden sogar höhere Muschelkalkhorizonte gegen die Tafelscholle grenzen.

Im Fortstreichen gegen Südosten keilt die in sich verbogene Mittelscholle vorübergehend aus; nordöstlich von Wechterswinkel grenzen daher die beiden Großschollen direkt aneinander. Nach etwa 800 m setzt dann die aus Mittlerem Buntsandstein und Röt gebildete mittlere Leistenscholle wieder auf. Gleichzeitig spaltet sich gegen Nordwesten ein herzynisch streichender Störungszug ab, an dem zwischen Mittlerem und Oberem Muschelkalk der südwestlichen Mulde Unterer Keuper versenkt ist. Die Verwerfungen verklingen bald gegen Nordwesten. Dem herzynischen Keupergraben parallel laufend legt sich im Mittleren Muschelkalk der südwestlichen Muldenscholle eine tektonische Linie an, an der sich perlschnurartig Aufbrüche von Unterem Muschelkalk und in sich gestörte Linsen von Oberem Muschelkalk aneinanderreihen (Profil XI). Nordnordwestlich von Unsleben vereinigt sie sich in der Nähe des Elsbachtales mit dem eggisch streichenden Hauptstamm.

Südlich des Elsbachtales biegt die Störungszone in die Nordsüd-Richtung ein, um bald darauf unter dem Alluvium des Streutals zu verschwinden, dessen Verlauf sie vorübergehend bestimmt. Die östliche Großscholle behält ihren bisherigen Habitus bei. Ihr Mittlerer Buntsandstein stößt gegen die Zwischenscholle, die hier so weit axial abgetaucht ist, daß sich südwestlich Unsleben Unterer Wellenkalk einstellt. Dadurch, daß außerdem der bisher an der Störungszone unterdrückte Muldenflügel der südwestlichen Großscholle wieder auftritt, wird die Verwerfungshöhe zwischen beiden Einheiten unbedeutend. Die den Muldenkern der südwestlichen Scholle vorübergehend grabenartig dislozierenden Brüche klingen nach Süden schnell aus.

Wie weit die Vereinfachung der tektonischen Verhältnisse fortgeschritten ist, veranschaulicht das südlich von Unsleben gelegene Profil XII. Die Zwischenscholle ist — und zwar für immer — ausgekeilt. Die Schichten der beiden aneinandergrenzenden Großschollen versuchen sich als Sattel zusammenzuschließen. Der aus Tonplatten und Unterem Keuper gebildete Graben in der westlichen Muldenscholle verdankt seine Anlage einer herzynischen Verwerfung, dem nordwestlichen Ende einer nun zu beschreibenden herzynischen Störungszone, in die sich die nordsüd streichende Dislokationszone südlich von Unsleben gegen Südosten fortsetzt.

Über den Charakter der in der eggisch bzw. nordsüdlich gerichteten Zone von Unsleben herrschenden Tektonik ist wegen der äußerst ungünstigen Aufschlußverhältnisse nur wenig auszusagen. Die grabenartigen Versenkungen jüngerer Schichten inmitten älterer, z. B. nordöstlich von Wechterswinkel und in dem Muldenkern der südwestlichen Großscholle südwestlich von Unsleben sprechen für eine Zerrungsbeanspruchung. Die Wirkung ausweitender Kräfte zeigen ferner zahlreiche echte Sprünge im Niveau der Terebratelzone in den Steinbrüchen südlich der Straße von Heustreu nach Wollbach. Nordöstlich von Bastheim ist die Terebratelbank um einige Meter grabenförmig versenkt. Die Bewegung erfolgte an steil stehenden Brüchen, deren kleintektonische Abbilder in unmittelbarer Nachbarschaft zu erkennen sind: kleine mit Kalkspat ausgefüllte, also ehemals klaffende Klüfte durchsetzen mit einem Einfallen von ungefähr 80° den unteren Wellenkalk. Auch die kleine Linse von Wellenkalk im Mittleren Buntsandstein nordwestlich von Unsleben ist wohl als Spalteneinbruch zu deuten. Dagegen zeigt der jener Muschelkalklinse benachbarte Schaumkalkaufbruch (Profil XI) im Mittleren Muschelkalk der südwestlichen Muschelkalkmulde eine starke Verbiegung der Schichten. Die an der Störung zwischen der südwestlichen Großscholle und der Zwischenscholle sitzenden Wellenkalkfetzen lassen ebenfalls die Wirkung einer Pressungsbeanspruchung erkennen (Profile IX und X). Auch der Ausstrich des Randsprunges der östlichen Großscholle nördlich von Frickenhausen deutet auf eine Überschiebung hin; ihr sind die ihr parallel streichenden kleintektonischen Faltenbilder im unteren Wellenkalk am Straßenrand an der südöstlichen Ecke des Heidelberghorstes zuzuordnen.

f) Die Störungszone zwischen Heustreu und Saal a. d. Saale

In dem letzten Abschnitt des bearbeiteten Teiles der Störungszone verlaufen die Dislokationen wieder in herzynischer Richtung. Nur südlich des Eichelberges bei Heustreu wiederholt sich im kleinen Maßstab die aus dem Raum um Frickenhausen bekannte Erscheinung der Richtungsablenkung. Eine rheinisch verlaufende Muldenzone greift von Südwesten in den Raum der herzynischen Dislokationen ein, so daß diese vorübergehend eggisches Streichen annehmen.

Die Kartierung M. Schuster's in diesem Teil der Störungszone ergab ein buntes Gewirr kleiner und kleinster Schollen, die in ihrer Anordnung keine Gesetzmäßigkeit erkennen lassen. Bei der Neuaufnahme stellte sich jedoch heraus, daß nur wenig Störungen vorhanden sind, die aber in ihrem Verlauf eine gesetzmäßige Anordnung zeigen.

Die in dem Abschnitt von Unsleben herrschende Tendenz, einen Ausgleich zwischen den Teilschollen herzustellen und den Bauplan der Störungszone zu vereinfachen, macht zwischen Heustreu und Saal a. d. Saale weitere Fortschritte. Eine Trennung des Dislokationsraumes in Schollen ist nicht mehr möglich. Die Profile zeigen eine weit gespannte, sattelförmige Aufwölbung der Schichten. Das Einfallen der Sattelflanken verflacht sich gegen Südosten mehr und mehr; in gleicher Richtung taucht auch die Sattelachse allmählich ab, so daß sich in dem Kern der Aufwölbung gegen Saal a. d. Saale zu immer höhere Horizonte des Muschelkalks einstellen. Der Sattelbau wird im einzelnen durch das Auftreten streichender Störungszüge nur un-

wesentlich abgeändert. Vier tektonische Linien durchsetzen ihn in fiedriger Anordnung, wobei die einzelnen Fiederelemente immer weiter auf die Nordostflanke des sich verflachenden Sattels versetzt erscheinen. — Unter dem Alluvium des Streutales biegt nördlich von Heustreu die nordsüdlich streichende Zone in die herzynische Richtung ein. Die tektonischen Verhältnisse in diesem Abschnitt stellt das Profil XIII dar. Die Wirkung des im Tal verlaufenden Schollenrandsprunges unterstützen kleine Parallelsprünge, die nach ihrem Verlauf im Gelände an der Michaelskapelle bei Heustreu nach Südwesten einfallen, d. h. rechtsinnig sein müssen. Gegen diese Verwerfungen kippen zwei schmale Randstaffeln der östlichen Großscholle antithetisch ein, so daß der Mittlere Muschelkalk der jeweils westlichen Scholle gegen unteren Wellenkalk der jeweils östlichen grenzt. Auch an dieser Stelle zeigt sich wieder der für die herzynische Zone typische uneinheitliche Charakter der Tektonik; trotz des Vorhandenseins echter Brüche sind im unteren Wellenkalk der östlichen Leistenscholle Faltungsbilder zu beobachten.

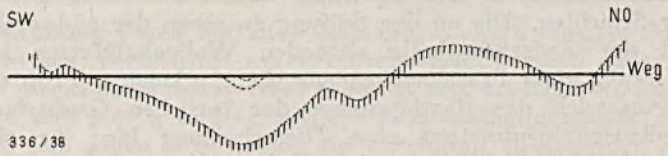


Abb. 10. Gefaltete Oolithzone (senkrecht schraffiert) am Wege östlich der Michaelskapelle bei Heustreu; Maßstab 1 : 1250.

Im Fortstreichen gegen Südosten heben sich die Zwischenschollen infolge einer Querverbiegung gleichmäßig schnell heraus, so daß auf beiden Ufern des Saaletals südöstlich von Heustreu Mittlerer Buntsandstein erscheint. Da die dem Schollenrandsprung gleichsinnig zugeordneten Parallelsprünge gegen Südosten schnell verklingen und dadurch die beiden Randstücke wieder mit der östlichen Großscholle verschmelzen, wird der Hauptsprung zum alleinigen Träger des tektonischen Bewegungsvorganges. An ihm ist am südwestlichen Abhang des Eichelberges bei Heustreu-Dorf, wo die Störung unter dem Alluvium der Streu wieder auftaucht, eine Linse von Unterem Muschelkalk zwischen dem Buntsandstein der östlichen und dem Mittleren Muschelkalk der westlichen Großscholle eingeschaltet. Der Verlauf der Terebratelbank läßt eine sattelförmige Stellung der Wellenkalkschichten erkennen; auch die Faltenbilder kleintektonischen Ausmaßes weisen auf eine Pressungsbeanspruchung der Muschelkalklinse hin. Das durch diesen Teil der Störungszone gelegte Profil XIV zeigt außer dem Schollenrandsprung und den beiden verklingenden Parallelsprüngen eine merkliche sattelförmige Aufwölbung der Schichten, die von nun an für den Großbau der Dislokationszone charakteristisch ist. An dem Hauptsprung, der auch weiterhin die südwestliche Sattelflanke deformiert, erscheinen bisweilen durch das Aufsetzen kleinerer Gegensprünge Keuperschichten grabenförmig versenkt. Östlich Eichenhausen geht die Verwerfung im Mittleren Muschelkalk des südwestlichen Sattelflügels zu Ende, der nunmehr ungestört bleibt. Dafür legt sich jetzt etwa in der Sattelachse eine Störung an, die bei Eichenhausen zu ihrer größten Bedeutung gelangt. Zum erstenmal ist sie an dem Wege von

Eichenhausen nach Hollstadt zu erkennen, dort, wo der Weg nach Rödelmaier abzweigt (vgl. Abb. 11 und Profil XV).

Einen guten Einblick in die Struktur dieser Dislokationszone erhält man in den Steinbrüchen an der Straße von Eichenhausen nach Wülfershausen. Hier ist zwischen dem Mittleren Muschelkalk der südwestlichen Sattelflanke und dem unteren Wellenkalk des Sattelkernes eine kleine Sandsteinscholle in einem Steinbruch aufgeschlossen, die M. Schuster in den Mittleren Keuper stellt. In den Erläuterungen zu Blatt Neustadt a. d. Saale gibt er aber zu, daß die Stellung des Sandsteins im Bunten Keuper unsicher sei. Ein petrographischer Vergleich dieses Gesteins mit dem Buntsandstein bei Heustreu und das Fehlen der für die Tone des Mittleren Keupers so typischen Quarzaggregate in den die Sandsteine randlich begrenzenden roten Tonen macht ein untertriadisches Alter dieser Schichten wahrscheinlich. Dafür sprechen außerdem folgende tektonische Erwägungen.

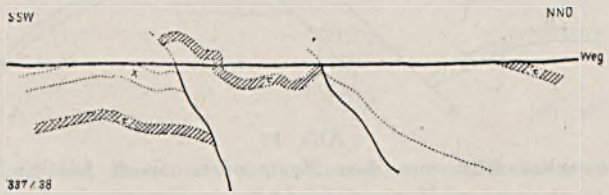


Abb. 11. Gefalteter und gestörter Muschelkalk am Wege von Hollstadt nach Eichenhausen; Länge etwa 300 m, Maßstab 1:1000.

Schon die genaue Kartierung ergab, daß die den Sandstein begrenzenden Störungen von diesem wegfallen müssen, da der Ausstrich der Sandsteine am Talhang sich deutlich von der Höhe des Hanges bis zum Niveau der Straße verbreitert. Diese Auffassung konnte durch einen Schurf bestätigt werden. Die freigelegte südwestliche Verwerfung, die 85° streicht, fällt mit 70° von den Sandsteinen fort. Sollten diese tatsächlich dem Mittleren Keuper angehören, so würde sich ihre Lage zwischen den Muschelkalkschichten nur durch einen zweiseitig überschobenen Keupergraben erklären lassen. Eine mechanisch einwandfreie Deutung einer solchen Bewegungsabfolge ist in diesem Falle schwer zu geben, denn die ehemals rechtsinnigen Grabenrandstörungen konnten für eine zweite folgende Pressungsbeanspruchung infolge ihres für die Überschiebungsrichtungen widersinnigen Einfallens kaum wieder benutzt werden. Es hätten sich dann neue Bewegungsbahnen ausbilden müssen, die ihrerseits die rechtsinnigen Störungen versetzen. Etwas derartiges ist aber in diesem gut aufgeschlossenen Teil der Dislokationszone nicht zu beobachten. Auch die Kleintektonik in dem Sandsteinbruch selbst bestätigt die Annahme, daß hier ein einfacher Horst und kein gepreßter Graben vorliegt.

Wie die Abb. 12 zeigt, werden die Schichten von kleinen rechtsinnigen Brüchen durchsetzt, denen schöne Harnischflächen zugeordnet sind, deren Striemung mit der Fallrichtung der Verwerfungen übereinstimmt. Dieser kleintektonische Befund wie auch die Schleppung der Schichten an dem südwestlichen Randsprung und an einer kleinen, aufgeschürften und gleichfalls nach Südwesten fallenden Parallelstörung im Mittleren Muschelkalk lassen

sich nur durch die Annahme echter Brüche erklären. Wir haben es also mit einem Buntsandsteinhorst zu tun, der als Ergebnis einer Zerrungsbeanspruchung mit den anderen Zerrungserscheinungen im Profil XVI in genetischem Zusammenhang steht.

Der zwiespältige Charakter der herzynischen Tektonik bleibt aber auch an dieser Stelle gewahrt. In den beiden an den Sandsteinbruch nordöstlich anschließenden Steinbrüchen ist der für Faltung so empfindliche untere Wellenkalk großwellig verbogen. Die untere Terebratelbank wird in dem dem Buntsandsteinhorst benachbarten Bruch von einer mit 60° nach Nordosten fallenden Überschiebung abgeschnitten. Da der nordöstliche Randsprung des Buntsandsteinhorstes von vornherein im gleichen Sinne wie jene Überschiebung

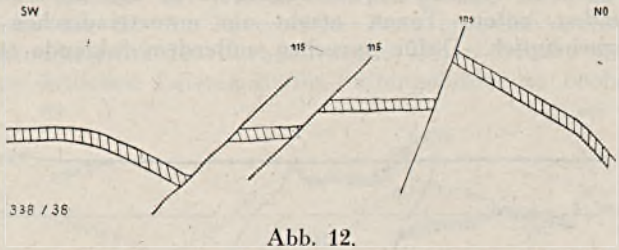


Abb. 12.
Kleintektonisches Bild aus dem Buntsandsteinbruch bei Eichenhausen.

angelegt war, ist der Mechanismus der sich an ihr vollziehenden Bewegungen recht einfach; die auftretende Pressungsbeanspruchung konnte die alte Schwächezone wieder benutzen. Neben den leicht südvergenten Falten im Muschelkalk spricht auch eine zweite Generation von Harnischen im Buntsandstein, die mit 27° gegen Nordosten einfallen, für einengende Bewegungen.

Im Fortstreichen gegen Südosten wird diese Störungslinie von Diluvium verhüllt. Südlich von Wülfershausen tritt sie als schmaler Keupergraben zwischen unterem und oberem Wellenkalk des Sattelkerns zum letzten Male in Erscheinung. Dafür wird ein dritter Zug von Verwerfungen wichtig, der die nordöstliche Flanke der Aufwölbung verändert. In der Nähe des Punktes 246,9 an der Straßenumbiegung im Saaletal nördlich von Eichenhausen taucht eine Störung unter dem Diluvium auf, die verschiedene Horizonte des Muschelkalks gegen Tonplatten verwirft. In dem Steinbruch an der Straßenumbiegung ist der höhere Wellenkalk in schöne, zum Teil nach Nordosten überkippte Falten gelegt (Abb. 13).

Im Fortstreichen dieser tektonischen Zone ist nordwestlich der Taubachs Mühle an rechtsinnigen Verwerfungen ein kleiner Keupergraben im Mittleren Muschelkalk des an dieser Stelle sonst normal gebauten Sattelflügels versenkt. Bei der Taubachs Mühle verursacht diese Dislokationslinie die im Profil XVI dargestellte Zerstückelung des nordöstlichen Sattelflügels. Weiter im Südosten verwirft die Störung höhere Tonplatten zunächst gegen Unteren Muschelkalk, dann gegen Mittleren Muschelkalk des Sattelflügels (Profil XVII).

Eine vierte Bruchzone, die sich im Keuper nordwestlich von Saal a. d. Saale anlegt, wurde nur noch in ihren Anfängen beobachtet. Unter dem Alluvium der Saale fortstreichend, verwirft die Störung die obersten Schichten der Tonplatten des nordöstlichen Ufers gegen Unteren Keuper des nordöstlichen

Sattelflügels. Der Keuper läßt in dem Hohlweg am Centberg südlich von Saal noch eine schwache Faltung erkennen (Profil XVII).

Von einer weiteren Bearbeitung dieser Störungszone gegen Südosten wurde abgesehen.

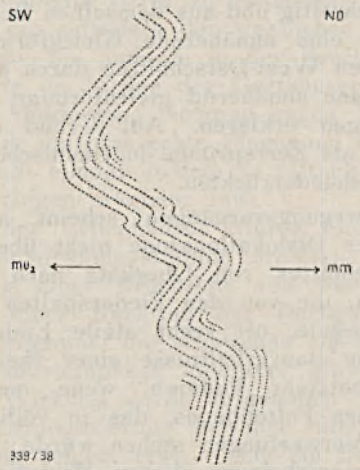


Abb. 13. Faltung in der Schaumkalkzone an der Straßenumbiegung im Saaletal nördlich von Eichenhausen; Höhe etwa 15 m.

III. Mechanismus der Störungsbildung in den einzelnen Systemen und deren Beziehung zueinander

Bei Untersuchungen hinsichtlich der Mechanik der Störungsbildung geht man zweckmäßig von einfachen Verhältnissen aus. Solche scheinen in dem gleichförmigen Baustil der rheinischen Zone von Oberkatz verwirklicht, und so soll deren tektonische Entwicklung zuerst besprochen werden.

1. Die Bruchzone von Oberkatz

Die Strukturkarte der Zone von Oberkatz (vgl. Abb. 5) gibt außer der räumlichen Anordnung der Einzelemente des Störungssystems zugleich deren Bedeutung, gemessen an der Sprunghöhe, wieder. Die Verwerfungen stehen in deutlicher Beziehung zueinander. Die Ostgrenze der Bruchzone bildet ein System sich fiedrig ablösender Sprünge, so daß in dem Maße, wie die eine Störung sich verschwächt — Abnahme der Strichdicke in der Abb. 5 — die nächstfolgende an Bedeutung gewinnt. Im Bereich des Westrandes äußert sich eine Korrelation der Brüche darin, daß sie sich im Streichen ablösen, nun aber nicht fiedrig, sondern ungefähr entlang einer Linie, aber dabei streckenweise von störungsfreien Abschnitten unterbrochen. Eine Gesetzmäßigkeit der gleichen Art, wie sie in der Anordnung der Einzelstörungen der beiden Bruchränder, und zwar sowohl des Ost- wie des Westrandes, beobachtet werden konnte, verbindet auch beide Randzonen miteinander. Die Verteilung der Zonen mit größtem Absenkungsbetrag zeigt nämlich, daß sich diejenigen Abschnitte beider Bruchränder, die eine maximale Sprunghöhe

aufweisen, gegenseitig ergänzen. Jeder querschlägig durch die Gesamtzone geführte Schnitt trifft daher immer nur eine Zone größten Verwerfungsbetrages. Ein derartiges Vikariieren der Störungen läßt, abgesehen von einer ganz natürlichen Ungleichwertigkeit der einzelnen Punkte, darauf schließen, daß die Strukturen gleichzeitig und aus demselben Beanspruchungsplan heraus entstanden sind. Denn eine annähernde Gleichförmigkeit der tektonischen Wirkung in den einzelnen West-Ostschnitten durch die Dislokationszone läßt sich am besten durch eine annähernd gleichförmige Kraftverteilung während der orogenen Bewegungen erklären. Auf Grund einer Zugbeanspruchung wurden die Bruchlinien als Zerrsprünge in rheinischer Richtung angelegt, an denen die Schollen auseinanderrückten.

Mit derartigen Bewegungsvorgängen scheint aber die Lagerung der Schichten im Innern der Dislokationszone nicht übereinzustimmen. Bei der Beschreibung des Abschnittes von Oberkatz nach Fladungen wurden des öfteren Mulden erwähnt, die von den Fiederspalten eingefaßt werden. Das zur Muldenbildung führende, oft recht steile Einfallen der Schichten erscheint zunächst für die Bauverhältnisse einer rheinischen Zone recht ungewöhnlich; denn es entsteht dadurch, wenn man sich die Störungen fortdenkt, das Bild eines Faltenbaues, das in völligem Gegensatz zu dem Zerrungscharakter der Verwerfungen stehen würde. Indes vermag auch eine antithetische Einkippungserscheinung diesen Widerspruch zu klären. Indem die hangenden Teilschollen zunächst mehr oder weniger stark gegen die Zerrsprünge einkippen (vgl. hierzu S. Kienow, 1935 und F. Lotze, 1930), kann dann das so entstandene Bild eines antithetischen Schollenbaus durch Schleppung der Schichten an der Störung verwischt werden, wodurch die Schichten muldenförmige Lagerung annehmen (vgl. Profile II, III, IV). Auch durch das Auftreten von Flexuren in der Verlängerung von rechtsinnigen Verwerfungen kann eine Einmuldung vorgetäuscht werden. Ich möchte also die Schichtverformungen als eine Art Pseudofaltung auffassen, das heißt als nicht zurückgehend aufpressende Kräfte. Die Kleintektonik spricht in gleichem Sinne; denn nirgends konnten Strukturen beobachtet werden, die eindeutig auf Pressung schließen lassen.

Die Oberkatzer Bruchzone ähnelt hierin dem Göttinger Leinetalgraben; denn auch in diesem Zerrungsgebilde zeigen z. B. bei Moringen, aber auch weiter im Süden die Grabenschichten schwachen Faltenbau. Dieser ist aber nach den Untersuchungen von F. Lotze (1930) als eine Reaktionserscheinung der Schichten auf eine Zerrungsbeanspruchung aufzufassen.

Zur Ausbildung von Sekundärsprüngen kommt es bei den beschriebenen Ausweitungsbewegungen nicht. Als solche etwa die westlichen Randbrüche zu bewerten, ist nicht möglich. Obgleich diese im Gesamtbild der Dislokationszone von Oberkatz im Vergleich zu dem östlichen Störungszug eine geringere Rolle spielen, da sie für die Ausgestaltung der Zone gegen Norden an Bedeutung verlieren, konnte doch nachgewiesen werden, daß auf Grund der zwischen den zwei Randzonen bestehenden Wechselwirkung beide als primär anzusehen sind.

Als Beispiele für die Verschiedenartigkeit der Strukturen, die einzig auf eine Ausweitung zurückzuführen sind, mögen die im Profil III dargestellten Verhältnisse dienen. Die Bauformen lassen erkennen, daß sich der tektonische Prozeß mit der Anlage des Zerrsprunges zum größten Teil erschöpfte

und daher die weitere Ausgestaltung der Störungszone nur noch auf einer bruchlosen Verformung der Schichten beruht.

So ist auch für die Anlage der Erbenhäuser Mulde die Ausweitungsbeanspruchung verantwortlich zu machen. Ihre nahe Beziehung zu der Oberkatzer Bruchzone ist einerseits darin zu erkennen, daß in dem Röt ihres östlichen Muldenflügels der mittelste der westlichen Randsprünge verklingt, andererseits an ihrem mit den anderen in der Bruchzone liegenden Mulden analogen Bau. Genau wie die Achse der Gerthäuser Mulde zeigt auch diejenige der Erbenhäuser Mulde eine Neigung gegen Nordosten. Daß es sich bei ihrer Anlage nicht nur um eine echte Einengung handeln kann, bekräftigt die Kleintektonik, die nicht einmal in dem so faltungsholden Wellenkalk der Mulde Fältelungserscheinungen erkennen läßt.

Die Ausgestaltung der Erbenhäuser Mulde blieb primitiv. In ihr ist sozusagen ein frühes Entwicklungsstadium erhalten geblieben, das für die Kenntnis der Entstehung einer Bruchzone von Bedeutung ist. Ihre Form erklärt sich m. E. aus einer Reaktion der Deckgebirgsschichten auf eine Zerrung im tieferen Untergrund; die schwachen Dislokationen, die sich u. U. in dem festeren Buntsandsteinpaket anlegten, glichen sich in dem nachgiebigen Röt aus. Ihre Wirkung wurde aufgehoben, so daß die Wellenkalkschichten vor einer Bruchdislozierung bewahrt blieben und nur noch eine muldenförmige Verbiegung zeigen, etwa — um ein Beispiel von Petrascheck zu gebrauchen — wie ein Tischtuch in den Raum zwischen zwei auseinandergerückten Tischen hineinhängt. Das Profil III trifft die Störung gerade in der Zone ihrer maximalen Sprunghöhe (etwa 400 m). Der verhältnismäßig hohe Verwerfungsbetrag läßt zunächst auf eine starke Vertikalbewegung schließen. Vergleicht man jedoch den Ausstrich der Röt-Muschelkalkgrenze in den beiden Großschollen, so zeigt sich, daß sie fast die gleiche Höhenlage innehaben (vgl. Profil II und III). Da also der Großbau des dislozierten Raumes nur unbedeutende Vertikalverschiebungen erkennen läßt, sind die hohen Absenkungsbeträge nur Erscheinungen am Schollenrand und wohl zum größten Teil auf eine sekundäre Kippung der hangenden Scholle gegen die Störung zurückzuführen.

2. Die Urnshäuser Störung

Während sich die Entstehung der gleichartigen rheinischen Bauformen in der Oberkatzer Zone auf eine verhältnismäßig einfache Formel bringen läßt, deutet die Anlage von verschiedenartigen herzynischen Strukturen in der Urnshäuser Störungszone auf eine verwickelte Entstehung hin.

Angesichts der engen Beziehung beider Dislokationsrichtungen, wie sie die besondere Beschreibung ergab, taucht neben der Frage nach dem Altersverhältnis beider Richtungen auch die Frage auf, wie weit es wohl zulässig ist, die Zerrungsbeanspruchung der rheinischen Zone zur Erklärung der Uneinheitlichkeit der herzynischen Bauformen heranzuziehen, und in welchem Maß jener Bewegungsmechanismus auch in dem Raum von Urnshausen zur Geltung kommt. Daß in der herzynischen Zone überhaupt distraktive Kräfte gewirkt haben, bestätigen die vorhandenen Zerrungserscheinungen, besonders das rechtsinnige Einfallen der Urnshäuser Störung selbst. Aus ihrer Gleichartigkeit mit dem ebenfalls rechtsinnigen Oberkatzer Sprung kann man wohl auf eine Gleichaltrigkeit der in beiden Zonen zu erkennenden Zerrungs-

beanspruchung schließen. In dieser Bewegungsphase entstanden neben dem herzynischen Schollenrandsprung und den ihm zugeordneten kleintektonischen Strukturen auch die beiden herzynischen, sich fiedrig ablösenden grabenartigen Wellenkalkversenkungen im Mittleren Buntsandstein der Ostscholle in der Nähe des Randbruchs östlich von Urnshausen.

Es bleibt noch die Frage zu beantworten, in welchem zeitlichen Verhältnis die Anlage der Zerrungselemente zur Entstehung der Einengungsformen steht, durch die der strukturelle Unterschied zwischen der Urnshäuser und Oberkatzer Störungszone hervorgerufen wird.

Einen Hinweis auf die Zeitlichkeit der aufeinanderfolgenden Bewegungen, die die verschiedenartigen Bauformen schufen, können die Lagerungsverhältnisse der Schichten an beiden Seiten des Schollenrandsprungs geben. Aus der flachen Lage der Buntsandsteinschichten geht hervor, daß diese niemals von einer Faltung betroffen wurden. Der Muschelkalk im Südwesten der Störung läßt dagegen die Wirkung einer Druckbeanspruchung erkennen. Wäre die Pressung zuerst eingetreten, so wäre die auffallende örtliche Begrenzung der Faltung schlecht erklärlich. Diese Tatsache spricht vielmehr dafür, daß bereits eine Schwächezone bestand, auf die die schwachen intensiven Einengungen von vornherein konzentriert wurden. Bei der Pressung wurden die Schollen gegeneinander bewegt und der im Gegensatz zum Buntsandstein leicht faltbare Wellenkalk an der Schwächezone zusammengestaucht.

Ähnliche Verhältnisse wie die soeben beschriebenen sind ja auch aus anderen Teilen Saxoniens bekannt geworden. So ergaben z. B. die Untersuchungen im Einmündungsgebiet der herzynischen Gräben von Sontra und Gotha in den rheinischen Leinetalgraben (vgl. H. Bosse, 1930 und F. Lotze, 1932), daß zwar die verschieden streichenden Störungen kontinuierlich ineinander übergehen, daß sich aber die einzelnen Zonen durch den Charakter ihrer tektonischen Formen voneinander unterscheiden. Diese Erscheinungen wurden wie in der Urnshäuser Zone von Lotze dadurch erklärt, daß alle Strukturen, die rheinischen wie auch die herzynischen, zunächst durch eine einheitliche Zerrungsbeanspruchung angelegt wurden, während die allein in den herzynischen Abschnitten auftretenden Pressungsformen spätere Zutaten sind.

3. Der Raum südlich von Fladungen

Die tektonische Beanspruchung im Raum südlich von Fladungen war verhältnismäßig gering, da hier die in der Oberkatzer Zone herrschende Zerrungsintensität schnell bedeutungslos wird. So kommt es, daß im Gegensatz zu den Verhältnissen am nordöstlichen Ende der rheinischen Zone diese im Südwesten keinen unmittelbaren Anschluß an eine neue Dislokationszone findet. Denn in der Verlängerung der verklingenden rheinischen Zone gegen Südwesten zeigt der herzynische Störungszug von Heustreu keinerlei Unterbrechung oder Unstetigkeit. Wenn auch diese beiden Einheiten in keinem direkten Zusammenhang stehen, so zeigt sich in dem Raum südlich von Fladungen doch die Neigung, wenigstens auf Umwegen eine Verbindung herzustellen.

Dies kommt dadurch zustande, daß sich von dem Heustreuer Verwerfungssystem gegen Nordosten eine rheinische Zone abzweigt, die bei Nordheim auf eine herzynische Muldenzone trifft. Wie das Profil V zeigt, ist

dieses herzynische Element gegen Nordwesten noch dort zu erkennen, wo auch die hier ebenfalls bruchlose rheinische Zone vorhanden ist. Durch dieses Nebeneinanderbestehen der verschieden gerichteten Strukturen wird also, wenn auch ohne Beteiligung von Störungen, eine gewisse Verknüpfung der beiden größten Dislokationszonen im östlichen Vorland der Rhön erreicht. Immerhin zeigen auch hier noch die Schichten Wirkungen einer tektonischen Beanspruchung. Die Tektonik hat ihren einheitlichen Charakter, den sie nördlich von Fladungen besitzt, weiter im Süden verloren. Eine kleine grabenartig versenkte Wellenkalklinse etwa an der Röt—Bausandsteingrenze nordöstlich von Nordheim läßt noch auf eine Zerrung schließen. Außerdem macht aber eine schwache Pressung sich bemerkbar, die aus dem Verlauf der Terebratelbank in der herzynischen Muldenzone hervorgeht.

4. Die Heustreuer Dislokationszone

Im Vergleich mit den bisher beschriebenen dislozierten Räumen läßt das Störungsgebiet von Heustreu einen reicheren Schatz tektonischer Formen — besonders gegenüber der rheinischen Bruchzone — und eine gesteigerte Intensität der Deformierung erkennen.

Die in verschiedenster Richtung streichenden tektonischen Elemente, aus denen sich das Verwerfungssystem von Heustreu zusammensetzt, sind von recht unterschiedlicher Bedeutung. So spielen die herzynischen Strukturen eine ungleich größere Rolle als die beiden rheinischen Stücke von Ostheim und Nordheim, die von der großen herzynischen Störungslinie gegen Nordosten ausstrahlen. Der herzynische Verlauf der Störungszone gegen Südosten wird durch die Anlage eggischer und nordsüdlicher Streichrichtungen in dem Abschnitt von Unsleben vorübergehend unterbrochen. Gleichzeitig ändert sich in bemerkenswerter Weise auch die Art der Bauformen. Die herzynischen Teilstücke sind durch Buntsandsteinhorste gekennzeichnet, in deren Verlängerung z. B. bei Urspringen und bei Eichenhausen Keupergräben aufsetzen. Als Äquivalent jener Erscheinungen ist in der Zone von Unsleben ein schmaler Schollenstreifen anzusehen, der, zwischen zwei Großschollen liegend, gegen seinen östlichen Randsprung gekippt ist. Trotzdem sich diese verschieden streichenden Störungsgebiete in bezug auf ihre Bauformen unterscheiden, ist ihnen doch derselbe durch die Gegensätzlichkeit der Strukturen gekennzeichnete Charakter eigen (vgl. auch H. J. Martini, 1937). Während die Ostheimer und die Nordheimer Zone einen einfachen, einheitlichen Dislokationsstil zeigen, der auf eine Zugbeanspruchung zurückgeht, treten in den herzynischen und eggischen Abschnitten Zerrungs- und Pressungserscheinungen auf. So wird z. B. die nordöstliche Flanke des Heidelberghorstes von einem rechtsinnigen Bruch, die südwestliche dagegen von einer Überschiebung gebildet.

Beide Dislokationen könnte man sich durch einen Bewegungsakt entstanden denken, wenn man annimmt, daß ein Schollenstück schräg aufwärts geschoben wurde, wobei dieses von seinem Hinterland gelöst und gleichzeitig auf das Vorland überschoben wird.

Gegen einen derartigen Mechanismus der Störungsbildung spricht aber die Tatsache, daß sich auch in dem Raum vor der gegen Südwesten gerichteten Überschiebung des Heidelberges die Anzeichen einer Zerrungsbeanspruchung zu erkennen geben. Diese treten sowohl in rein tektonischen

Elementen (vgl. Profil VIII) wie auch in zahlreichen über 20 cm breiten Kalkspatgängen als Ausfüllung klaffender Spalten in Erscheinung. Ganz ähnliche Verhältnisse finden sich bei Urspringen. Der nordwestlichste der drei Buntsandsteinhorste ist auf die nordöstliche Randscholle aufgeschoben. Aber gerade in dieser sind an dem Wege von Urspringen zum Forsthaus am Gangolfsberg zahlreiche kleine Keupergräben zu beobachten als Zeichen dafür, daß auf diese Scholle ausweitende Kräfte eingewirkt haben (vgl. Profil VI).

Die Verteilung der Zerrungselemente in der Heustreuer Störungszone zeigt deutlich, daß dem ganzen dislozierten Raum einmal ein einheitlicher Spannungszustand, hervorgerufen durch Zerrkräfte, zugrunde gelegen hat. Eine derartige Beanspruchung kann allein die Voraussetzung zu der Anlage eines auf beiden Flanken von rechtsinnigen Störungen umgebenen Buntsandsteinhorstes sein, wie er z. B. bei Eichenhausen zu erkennen ist. Die erwähnte Aufeinanderfolge von Horst und Graben, z. B. bei Urspringen, deutet gleichfalls auf ein horizontales Auseinanderrücken der Großschollen hin. Denn die drei Buntsandsteinhorste und den sich ihnen gegen Südosten anschließenden Keupergraben kann man als gleichwertige Teile einer X-Zerrungsform (vgl. F. Lotze, 1931) ansehen, die, in verschiedenem Niveau angeschnitten, eine derartige räumliche Aufeinanderfolge von Horst und Graben erklären würde. Die morphologischen Verhältnisse bekräftigen diese Auffassung; liegt doch der nordwestliche Ausstrich des Keupergrabens über 30 m höher als der Ausstrich des gegen Nordwesten folgenden Buntsandsteinhorstes, der ja den unteren Teil einer solchen X-Zerrungsform darstellt. Die in dem eggisch streichenden Abschnitt von Unsleben auftretende antithetische Kippung der Schichten gegen den Randsprung der östlichen Großscholle ist gleichfalls als eine typische Reaktion auf eine Ausweitung anzusehen. Die Wirkung einer gleichmäßigen Zerrungsbeanspruchung ist außerdem an der Anordnung der zahlreichen Keupergräben im südöstlichen Teil der Störungszone zu erkennen. Auch die Randschollen weisen nur Zerrungsstrukturen auf. Außer den in der Einzelbeschreibung angeführten Beispielen sind schöne kleintektonische Ausweitungsformen in den Schaumkalkbrüchen westlich der Straße von Heustreu nach Bad Neustadt a. d. Saale, also im Raum der südwestlichen Großscholle zu finden.

In diesem Zusammenhang sei auf die eigenartigen Muschelkalkvorkommen eingegangen, die häufig im Buntsandstein der Südrhönscholle auftreten. Gleiche Erscheinungen deutete H. Bücking (1916) seinerzeit als Einstürze in Vulkanschlote, dagegen wies O. Grupe (1913) in überzeugender Weise nach, daß diese Muschelkalkschollen tektonische Gebilde, nämlich einfache Spalteneinbrüche sind. Da nun neuerdings M. Schuster (1935) diese Vorkommen wiederum als Ausfüllungen von durch reine Gas-Sprengschläge erzeugten Schloten gedeutet hat, sei hier noch einmal auf die Frage nach ihrer Entstehung eingegangen.

Auf der Rhönkarte H. Bücking's zeigen diese Wellenkalkreste meist eine runde oder ovale Begrenzung. Bei der Neuaufnahme stellte es sich jedoch heraus, daß ihre Grenzen in Richtungen verlaufen, die denen der benachbarten Dislokationszone von Heustreu gleichen. Außerdem sind die einzelnen Muschelkalkvorkommen auf Linien angeordnet, die wie die Heustreuer Zone herzynisches Streichen besitzen. Die enge Beziehung zu den Störungszonen äußert sich weiter darin, daß auch innerhalb der Heustreuer

Zone im Abschnitt von Unsleben im Mittleren Buntsandstein der der Horstzone entsprechenden Mittelscholle eine Wellenkalklinse auftritt.

Ich möchte daher diese Muschelkalkreste für Ausfüllungen von Zerrspalten halten, wie das auch O. M. Reis auf Blatt Mellrichstadt und E. Lemke (1937) im Westrhöngebiet getan haben.

Daß die ganze Dislokationszone von Heustreu in ihrer Bildungsgeschichte einem Beanspruchungsplan mit distraktiven Tendenzen unterworfen war, geht auch aus der Verbundenheit der verschiedenen Störungsrichtungen hervor. Die rheinischen und die herzynischen Elemente beeinflussen sich in ihrem Verlauf derart und gehen bei Frickenhausen so kontinuierlich ineinander über (vgl. Abb. 9), daß sich zwangsläufig die Vorstellung der Gleichaltrigkeit ihrer Entstehung ergibt. Die Zerrungsbeanspruchung ist also als gleichberechtigt der Beanspruchung gegenüberzustellen, die die in dem herzynischen Raum auftretenden Pressungserscheinungen schuf.

Ihre zeitliche Aufeinanderfolge ergibt sich z. B. aus den bereits in dem speziellen Teil beschriebenen Verhältnissen in der Störungszone bei Eichenhausen. Genau wie dort lassen sich auch bei Urspringen die zwiespältigen Strukturen am besten durch primäre Zerrung mit darauffolgender Einengung erklären. So fordern die Zechsteinaufpressungen bei Urspringen nach der Art ihres Vorkommens das Vorhandensein von zunächst rechtsinnig angelegten Verwerfungen.

Weiter zeigt auch die Lokalisierung der Einengungserscheinungen, daß die Pressungsbeanspruchung nicht für die Anlage der Bruchzone verantwortlich gemacht werden kann. So besitzen der Keupergraben und der gegen Nordwesten folgende Buntsandsteinhorst noch typische Zerrungsformen. Bei dem mittelsten der Horste ist bereits eine schwache Verfaltung des ihm nordöstlich anliegenden Wellenkalks zu erkennen. In der Mitte des nordwestlichsten Horstes erreicht die Einengung ihren Höhepunkt (vgl. Abb. 6). An diese Zone größter tektonischer Beanspruchung ist das Auftreten des Zechsteins geknüpft. Weiter gegen Nordwesten nimmt die Pressungsintensität wieder allmählich ab.

Eine derartige beschränkte Wirkungsweise der sekundären Einengungsbeanspruchung wie bei Urspringen ist bezeichnend für den ganzen dislozierten Raum. Im Gegensatz zu der überall wirkenden Zugbeanspruchung ist die Pressung an vorhandene Störungslinien gebunden, und auch an diesen ist ihre Stärke örtlich sehr unterschiedlich.

Diese zweite Beanspruchung war derartig eingeregelt, daß sie nur an herzynischen, nicht aber an rheinischen Strukturen zur Geltung kommen konnte, so daß sich letztere in ihrem ursprünglichen Zustand erhalten konnten.

Zu einer gleichen Erklärung der Entstehung ungleichartiger, herzynisch streichender Formen führte ja auch die Untersuchung des herzynischen Störungszuges von Urnshausen.

Die in der zweiten Bewegungsphase angelegten Überschiebungen, Falten und Schichtüberkippungen wechseln ihre Vergenzen mehrmals. Bei Urspringen zeigt die herzynisch streichende Dislokationzone deutliche Nordostvergenz ihrer Einengungsstrukturen. Mit dem Aufsetzen des Heidelberghorstes schlägt die Überschiebungsrichtung nach Südwesten um; diese Richtung wird bis

südöstlich von Heustreu eingehalten. Weiter gegen Südosten werden infolge der sich verringernden Stärke der tektonischen Bewegungen keine Überschiebungen mehr angelegt. Die in diesem Raum auftretenden Pressungsbilder lassen einen häufigen Wechsel der Vergenz erkennen.

IV. Beanspruchungsplan

Nach Ableitung der Bewegungsvorgänge an den Störungslinien ließe sich für den untersuchten Raum ein Beanspruchungsplan in etwa folgender Weise entwerfen. Aus der Entwicklungsgeschichte der Verwerfungssysteme ergibt sich, daß diese in ihrer Gesamtheit, die rheinischen wie auch die herzynischen und eggischen, als Zerrungsgebilde angelegt wurden. Auf Grund der engen Beziehungen, in denen die rheinischen und herzynischen Zonen z. B. bei Roßdorf und Frickenhausen stehen, kann man wohl annehmen, daß beide gleichzeitig entstanden sind infolge eines im ganzen Untersuchungsgebiet bestehenden, auf zerrenden Kräften beruhenden Spannungszustandes. Die Einzelrichtungen wären demnach als Zugklüfte aufzufassen, hervorgerufen durch eine Zugbeanspruchung, die sich in zwei Komponenten aufgespalten hat. Für die Richtung der Schollenbewegung, die den Hauptausweitungseffekt erzeugte, ergibt sich eine Mittelrichtung zwischen der rheinischen und herzynischen, denn so würden ausweitende Komponenten für beide Dislokationsrichtungen zur Verfügung stehen. Jedoch lassen sich ja nicht alle beobachteten Strukturen durch diese Zugbeanspruchung erklären. Die Pressungsformen der herzynischen Abschnitte erfordern die Konstruktion eines zweiten Beanspruchungsplanes. Die Ausweitungsbewegungen wurden jetzt wieder rückläufig; die Schollen rückten gegeneinander, nun aber nicht einfach in entgegengesetztem Sinne, sondern mit einer anders gerichteten Bewegungskomponente ausgestattet. Diese verlief senkrecht zum herzynischen Streichen und somit annähernd parallel der rheinischen Richtung. Dabei wurden unter Umständen die großen rheinischen Zerrsprünge, die im Hinblick auf diese Bewegungsvorgänge als echte Fiederspalten im Sinne von H. Cloos (1928) aufgefaßt werden könnten, noch weiter geöffnet.

V. Beziehung zwischen Tektonik und Salz

1. Die Verteilung des Salzes im Untergrund

Bisher stand die Frage nach der Art der bei der Formung der Störungssysteme wirkenden Kräfte im Vordergrund der Betrachtung. Die Gestaltung einer Dislokationszone ist aber auch abhängig von dem Baustoff. Eine besondere Bedeutung wird hierbei dem Zechstein zukommen. Dessen äußerst mobile Massen an der Basis des Deckgebirges besitzen gegenüber dem starren Untergrund bei tektonischer Beanspruchung eine gewisse selbständige Reaktionsfähigkeit, die sich in dem Auftreten vom Untergrund unabhängiger disharmonischer Bewegungen äußert. Bevor daher der Mechanismus der Störungsbildung besprochen wird, soll untersucht werden, ob unter Umständen die Voraussetzung dafür vorhanden ist, daß das Salz zur Deutung von Strukturen herangezogen werden kann.

Die Verhältnisse des Untergrundes im Raum der Störungszone von Heustreu sind durch Bohrungen einigermaßen bekannt. In der Bohrung Hetten-

hausen am Westabhang der Hohen Rhön wurde kein Salz angetroffen. Wie die fazielle Ausbildung des Zechsteins zeigt, fehlt hier das Salz primär; wir sind im Bereich der Spessart-Schwelle. Bei Mellrichstadt, 5 km nordöstlich von Frickenhausen, wurde dagegen das Steinsalz in einer Mächtigkeit von 167 m durchsunken. Aber schon wieder 10 km ostnordöstlich von Mellrichstadt war in der Bohrung Bibra nur noch 5 m Steinsalz vorhanden. Man hat diese Mächtigkeit als annähernd normal anzusehen; sehr bedeutend können jedenfalls die Auslaugungserscheinungen nicht sein, wie aus dem Fehlen eines Auslaugungsgebirges und aus der normalen Aufeinanderfolge sowie der ausdrücklich erwähnten horizontalen Lagerung der Schichten im Bohrprofil hervorgeht. Hierfür spricht auch die tiefe Lage des Salzes unter der Oberfläche (die Bohrung steht in den höchsten Horizonten des Mittleren Buntsandsteins) in einem ungestörten Gebiet. Aus diesen etwa auf einer West—Ost verlaufenden Linie liegenden Bohrungen läßt sich folgendes Profil konstruieren.

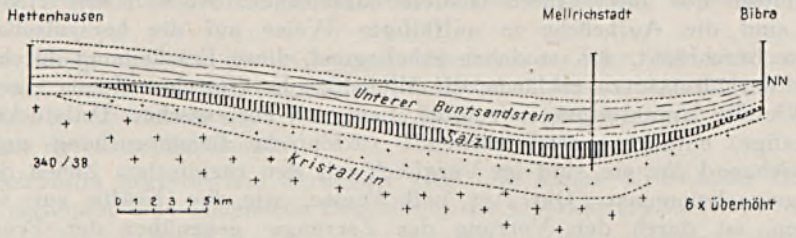


Abb. 14. Die Salzmächtigkeiten im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes, nach Bohrergebnissen entworfen. Die über dem unteren Buntsandstein liegenden Schichten sind fortgeräumt zu denken.

Die rheinische Dislokationszone von Oberkatz nähert sich gegen Nordosten allmählich mehr und mehr der erzgebirgisch streichenden Spessart-Schwelle. Im Untergrund dieses Störungssystems werden also nur geringmächtige Salzmassen zu erwarten sein.

Die alte Schwellenzone verliert in ihrer ostnordöstlichen Fortsetzung etwa in der Gegend von Roßdorf an Bedeutung. Für ihr Vorhandensein spricht aber folgendes: Wie die Bohrung Rosa bei Roßdorf zeigt, verringern sich die Steinsalzmächtigkeiten des im Nordwesten der Spessartachse liegenden Werrabeckens gegen Südosten. Da aber nur wenig weiter im Südosten bei Schwallungen wieder größere Salzmächtigkeiten angetroffen wurden, ist demnach bei Roßdorf eine Zone mit verringerter Mächtigkeit vorhanden, die wohl als weitere Andeutung der Spessart-Schwelle anzusehen ist.

In dem Gebiet, in dem das Steinsalz des Werratroges weniger mächtig wird, verläuft die Störungszone von Urnshausen.

2. Der Einfluß des Salzes auf die Dislokationszonen

Die Beschreibung der paläogeographischen Verhältnisse während der Zechsteinzeit ließ einen der Spessart-Schwelle im Südosten vorgelagerten Trog mit größeren Salzmächtigkeiten erkennen. In diesem Gebiet verläuft die Heustreuer Störungszone. Dafür, daß die Störungen entsprechend ihrer

streichenden Länge auch in größere Tiefen hinuntersetzen und dadurch auch der Zechstein disloziert wird, sprechen verschiedene Erscheinungen wie z. B. das Vorkommen zahlreicher Salzquellen im südöstlichen Teil der Störungszone; außerdem treten ja Letten und Plattendolomit des Oberen Zechsteins bei Urspringen an Verwerfungen zutage. Die hier so enge Verknüpfung des Zechsteins mit einem Horst macht es wahrscheinlich, daß auch für die Herausbildung der übrigen für die Heustreuer Dislokationszone so typischen Buntsandsteinhorste der Zechstein mit verantwortlich zu machen ist.

Derartige Aufpressungshorste, wie sie in der Heustreuer Zone auftreten, sind ja auch in den hessischen und thüringischen Störungszonen verbreitet. Vergleicht man einmal die Bedingungen, an denen sie an den verschiedensten Stellen auftreten (vgl. Bosse, Klohn, Martini, Schröder), so zeigen diese eine überraschende Ähnlichkeit. Die beobachteten Zechsteinhorste sind nämlich ausschließlich an herzynisch streichende Dislokationen gebunden, die sich durch eine starke Pressungsbeanspruchung gegenüber den rheinischen Abschnitten der untersuchten Gebiete auszeichnen. Auch in der Heustreuer Zone sind die Aufbrüche in auffälliger Weise auf die herzynischen Abschnitte beschränkt. Es ist daher naheliegend, diese Erscheinung durch tektonische Verhältnisse zu erklären, die allein den herzynischen Zonen eigen sind.

Wie die Untersuchungen zeigten, liegt den herzynischen Teilstücken eine zweimalige, entgegengesetzt wirkende tektonische Beanspruchung zugrunde; kennzeichnend für sie sind im Vergleich mit den rheinischen Zonen die Einengungserscheinungen. Die Art und Weise, wie die Kräfte zur Geltung kommen, ist durch den Vorrang der Zerrungs- gegenüber der Pressungsbeanspruchung festgelegt. Die Zugbeanspruchung schuf zunächst einmal Schwächezonen, die günstige Vorbedingungen für besondere Bewegungen der Salzmassen bei tektonischer Beanspruchung boten und vielleicht auch schon einen gewissen diapiren Salzauftrieb in Gang brachten. Bei der einsetzenden Pressung wurden die mobilen Massen in den gelockerten Oberbau hineingepreßt und treten in günstigen Fällen wie z. B. bei Urspringen an Schollengrenzen zutage. Bei den übrigen gleichartigen Horsten scheint ein nicht so fortgeschrittenes Enwicklungsstadium vorzuliegen, indem dort der Salzauftrieb nicht die gleiche Gestaltungskraft besaß.

Wenn diese für die Gestaltung der Heustreuer Dislokationszone gegebene Erklärung zu Recht besteht, so müßte unter anderen Vorbedingungen auch der Typus der Tektonik wechseln. Daß dies tatsächlich der Fall ist, zeigen die Untersuchungen von E. Krzywicki (1938) im nordöstlich benachbarten Gebiet am Rande des Salztroges. Wohl handelt es sich hier gleichfalls um herzynische Störungslinien mit gleicher tektonischer Geschichte; jedoch fehlt das Salz entweder gänzlich, oder die Mächtigkeiten sind so gering, daß die Voraussetzungen für ein diapires Verhalten nicht gegeben sind. Das Bauschema der Störungszonen zeigt infolgedessen keine durch einen Salzauftrieb bedingte Unregelmäßigkeit der Schichtlagerung, obwohl Schichten des Zechsteins auf weite Erstreckung hin an den herzynischen Schollengrenzen zutage treten.

Eine etwas abweichende Haltung nehmen die eggischen Abschnitte in der Heustreuer Zone ein. An sich bestehen für sie die gleichen paläogeographischen und tektonischen Vorbedingungen wie für die herzynischen Teile, so daß man auch in dem eggischen Dislokationsraum einen Einfluß des Salzes auf die Gestaltung der Störungslinien vermuten sollte. Die im Vergleich

mit den herzynischen Bauformen andersartigen eggischen Strukturen — dort kleine, schmale Teilschollen von Horst- oder Grabentypus, hier größere, antithetisch sich verhaltende Schollen — boten dem Salz nicht die gleichen günstigen Vorbedingungen. Vielleicht könnte man die kuppelartigen Verbiegungen, wie sie z. B. nördlich von Frickenhausen auftreten, als schwache Reaktionserscheinungen der Deckschichten auf ein diapires Verhalten plastischer Salzmassen im Untergrunde deuten. Noch ungünstiger für eine Beteiligung des Salzes am Ausbau der Bruchzonen sind die Verhältnisse in den rheinischen Störungslinien von Oberkatz. Einerseits dürften wir hier am Rand des Troges mit geringeren Salzmächtigkeiten zu rechnen haben; besonders wichtig ist aber wohl das Fehlen der Druckbeanspruchung, die die tektonische Aktivität des Salzes so außerordentlich fördert.

VI. Zusammenfassung

Drei tektonische Linien gliedern den Raum östlich der Rhön in mehrere Großschollen.

Im Süden verläuft die bedeutende Heustreuer Zone, die sich aus herzynischen, rheinischen und eggischen Teilstücken zusammensetzt, wobei die herzynischen Abschnitte nach Länge und Zahl überwiegen und so das Generalstreichen der Zone bestimmen.

Gleichfalls herzynisches Streichen zeigt die kleine Urnshäuser Störung. Beide verbindet eine rheinische Bruchlinie, die Oberkatzer Zone.

Diese Dislokation setzt sich aus Einzelstörungen zusammen, deren Anordnung eine Gesetzmäßigkeit erkennen läßt, die auf einem Vikariieren der Zonen größter Absenkung beruht.

Die rheinisch streichenden Verwerfungen erweisen sich durchweg als Zerrungsgebilde.

Die muldenförmige Lagerung der versenkten Schichten ist nicht als Reaktion auf seitliche Einengung aufzufassen, sondern durch antithetisches Verhalten der Schollen, verbunden mit Schleppungserscheinungen an den Störungen, sowie durch ein Durchhängen der Schichten in einem durch Zugbeanspruchung aufgelockerten Rindenstück zu erklären.

In den herzynischen Abschnitten der Urnshäuser und Heustreuer Zone bestehen Zerrungs- und Pressungsstrukturen nebeneinander. Den gleichen tektonischen Charakter zeigen die eggisch gerichteten Teilstücke.

Aus dem zwanglosen Umbiegen der rheinischen in die herzynische Richtung und umgekehrt ergibt sich notwendigerweise die Gleichaltrigkeit aller Zerrungsstrukturen.

Die Pressung erwies sich als spätere Zutat, die wohl noch für eine weitere Ausgestaltung, nicht aber für die Entstehung der großtektonischen Linien verantwortlich zu machen ist.

Demnach hat das Gebiet eine doppelte Beanspruchung erfahren. Während die Großschollen zunächst auseinanderrückten, wurden sie während eines zweiten Bewegungsaktes wieder gegeneinandergeführt, jedoch mit abweichender Bewegungskomponente, so daß sich die Pressung nur an den herzynischen Strukturen auswirkte, die Ausweitungsbeträge der rheinischen Linien dagegen erhalten blieben, ja vielleicht noch wuchsen.

Die im Untergrund vorhandenen Salzgesteine wurden gleichfalls bei der Klärung der Bauformen berücksichtigt. Die mobilen Salzmassen dürften, einmal in einem tektonischen Prozeß einbezogen, auf Grund ihrer besonderen Reaktionsfähigkeit zur Ausgestaltung der Dislokationszonen beigetragen haben. So sind wohl bei der Ausbildung der Buntsandsteinausbrüche in der Heustreuer Zone diapir aufdringende Salzmassen beteiligt.

VII. Schriften

Bosse, H.: Tektonische Untersuchungen an niederhessischen Grabenzonen südlich des Unterwerrasattels. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **128**, S. 1—37. Berlin 1931.

Bücking, H.: Über vor- und nachbasaltische Dislokationen und die vorbasaltische Landoberfläche in der Rhön. — Z. deutsch. geol. Ges., **64**, S. 109. Berlin 1912.

— : Geologische Übersichtskarte der Rhön 1:100 000. — Berlin 1914.

— : Geologischer Führer durch die Rhön. — Berlin 1916.

Carlé, W.: Die saxonische Tektonik westlich und nordwestlich des Harzes. — Geotekt. Forsch., H. 3. Berlin 1938.

Cloos, H.: Experimente zur inneren Tektonik. — Zbl. Min. usw., Jg. 1928, B, S. 609 bis 627. 1928.

Dietz, K.: Die Salzlagerstätte des Werra-Kaligebietes. — Arch. Lagerstättenforsch., **40**. Berlin 1928.

Grupe, O.: Studien über Scholleneinbrüche und Vulkanausbrüche in der Rhön. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1913, **34**, I, S. 407—476. Berlin 1914.

Harrassowitz, H.: Beobachtungen an Basaltdurchbrüchen. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., **11**, S. 25—43. Berlin 1932.

Hummel, H.: Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes (Vogelsberg und Rhön). — Fortschr. Geol. u. Paläontol., **8**, H. 24. Berlin 1929.

Kienow, S.: Schichtverbiegung als Folgeerscheinung plastischer Deformation von Erdkrustenteilen. — Geol. Rdsch., **25**. 1935.

Klohn, K. H.: Der Eichenberg-Gothaer Graben unter vergleichender Betrachtung der Viernauer Dislokationszone. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **116**, S. 113—162. Berlin 1930.

Krzywicki, E.: Die saxonische Tektonik im südwestlichen Randgebiet des mittleren Thüringerwaldes. — Diss. Berlin 1937. Erscheint i. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1937, **58**. Berlin 1938.

Lemke, E.: Der tektonische Bau des Gebiets zwischen Vogelsberg und Rhön. — Geotekt. Forsch., H. 1. Berlin 1937.

Lotze, F.: Der Westrand des Leinetalgrabens zwischen Hardegsen und Moringen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **116**, S. 195—232. Berlin 1930.

— : Über Zerrungsformen. — Geol. Rdsch., **22**. 1931.

— : Der Südteil des Göttinger Leinetalgrabens und der Eichenberger Grabenknoten. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **139**, S. 5—48. Berlin 1932.

— : Zur Methodik der Forschung über saxonische Tektonik. — Geotekt. Forsch., H. 1. Berlin 1937.

Martini, H. J.: Großschollen und Gräben zwischen Habichtswald und Rheinischem Schiefergebirge. — Geotekt. Forsch., H. 1. Berlin 1937.

Petrascheck, W. E.: Tektonische Studien im nördlichen Solling und am Südrand des Elfas. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **123**, S. 129—147. Berlin 1931.

Schröder, E.: Tektonische Studien an niederhessischen Gräben. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **95**, S. 57—82. Berlin 1925.

Schuster, M.: Ortsfremde Muschelkalkschollen im Buntsandstein der Vorrhön. — Z. deutsch. geol. Ges., **87**, S. 589—590. Berlin 1935.

Stille, H.: Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. — Geol. Rdsch., **8**, S. 89—142. Leipzig 1918.

— : Die saxonischen Brüche. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **95**, S. 149—207. Berlin 1923—1925.

— : Übersichtskarte der saxonischen Gebirgsbildung. — Preuß. geol. L.-A. Berlin 1932.

Erläuterungen zur Geologischen Karte des Königreichs Bayern 1:25 000. Blatt Mellrichstadt, Nr. 13. — Bearb. von F. W. Pfaff & Otto M. Reis. München 1917.

Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000. Blatt Neustadt a. d. Saale, Nr. 26. Bearb. von Mattheus Schuster. München 1933.

Erläuterungen zur Geologischen Specialkarte von Preußen 1:25 000, Liefg. 37. Blatt Altenbreitungen, aufgen. von H. Emmerich & H. Bücking, erl. von H. Bücking; Blatt Oberkatz, aufgen. von H. Emmerich & H. Bücking, erl. von H. Bücking; Blatt Helmershausen, aufgen. u. erl. von H. Bücking. — Preuß. geol. L.-A., Berlin 1889.

Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen 1:25 000, Liefg. 171. Blatt Hilders, aufgen. u. erl. von H. Bücking; Blatt Sondheim, aufgen. u. erl. von H. Bücking; Blatt Ostheim v. d. Rhön, aufgen. u. erl. von M. Blanckenhorn. — Preuß. geol. L.-A., Berlin 1909 u. 1910.

Urschrift eingegangen am 28. Dezember 1937

Druckauftrag erteilt am 30. Dezember 1938

Die saxonische Tektonik im südwestlichen Randgebiet des mittleren Thüringer Waldes

Von Erwin Krzywicki, Berlin

Hierzu Tafel 61—63 und 44 Abb.

Inhalt

Seite

Einleitung und Problemstellung 779
I. Gesamtbild 780
II. Tektonische Einzelverhältnisse 780
1. Die Viernauer Zone 780
2. Die Heßlesser Zone 789
3. Die Wiedersbacher Zone 792
4. Das Störungssystem des Kleinen Thüringer Waldes 795
5. Das Marisfelder Störungssystem 797
6. Die Randstörungen des Thüringer Waldes 809
7. Die Tafelschollen 819
III. Mechanismus der Störungen 821
1. Verhältnis von Zerrung und Pressung 821
2. Vorgänge bei dem Zerrungsakt 822
a) Die Anlage der Heßlesser, der Viernauer und der Wiedersbacher Zone 823
b) Das Störungssystem des Kleinen Thüringer Waldes 824
c) Das Marisfelder System 825
d) Die Randstörungen des Thüringer Waldes 825
3. Vorgänge beim Pressungsakt 826
a) Die Lokalisierung der Pressungserscheinungen 826
b) Die Überschiebungsrichtungen 827
c) Das Altersverhältnis der Überschiebungsrichtungen 827
4. Einfluß des Salzes auf die Dislokationstypen 828
IV. Quertektonik und ihr Verhältnis zur herzynischen Tektonik . . . 829
V. Regionaltektonische Zusammenhänge 830
VI. Beanspruchungsplan 832
1. In der Zerrungsperiode 832
2. In der Pressungsperiode 832
VII. Zeitlichkeit der tektonischen Vorgänge 833
Zusammenfassung 833
Schriften 836

Einleitung und Problemstellung

Im südwestlichen Vorlande des Thüringer Waldes verläuft in herzynischer Richtung eine Reihe von Störungszonen, die in ihrer Anordnung eine gewisse Regelmäßigkeit und in ihrer Lage zum Thüringer Walde Zusammenhänge erkennen lassen, die auf eine gemeinsame Entstehung hinweisen. Die Aufgabe der vorliegenden Arbeit soll es in erster Linie sein, den mechanisch-tektonischen Typus dieser Störungszüge klarzustellen, um aus dem Bauplan ein Bild von der Entstehung der Einzelzonen und weiter von dem Mechanismus der Schollenbewegungen im südlichen Vorraum des Thüringer Waldes zu gewinnen. Es konnte dabei die südwestliche Randverwerfung des Thüringer Waldes, die wichtigste tektonische Linie des Gebietes, nicht von der Untersuchung ausgeschlossen werden. Zwar wußte man schon lange, daß sie auf weite Erstreckung, besonders in den herzynisch streichenden Zweigen, eine Überschiebung darstellt; doch nicht einheitlich gelöst war bisher das Problem, ob das auch für die annähernd nord-südlich streichenden Abschnitte gilt. Diese Frage und überhaupt die Frage nach dem Verhältnis der nord-südlichen und der herzynischen Dislokationsrichtungen und der Möglichkeit einer wechselseitigen Beeinflussung schien am besten an ihren Schnittpunkten lösbar zu sein. Deshalb wurde auf diese kritischen Stellen, die sich im Gesamtbild des Thüringer Waldes als Vorsprünge des Grundgebirges auffällig hervorheben, das Augenmerk bei der Untersuchung besonders gerichtet. Es kommt weiter hinzu, daß auch die Vorlandstörungen teilweise in Beziehung zu diesen Grundgebirgsvorsprüngen zu stehen scheinen. Von einer Verfolgung der tektonischen Linien in das Grundgebirge hinein mußte abgesehen werden, da das den Rahmen der Arbeit überschritten hätte.

Von dem untersuchten Bereich zwischen Liebenstein und Eisfeld liegen die geologischen Meßtischblätter im Maßstab 1:25 000 vor. Daneben besteht eine Reihe von Spezialarbeiten, die das Literaturverzeichnis anführt. Zur Klärung der angedeuteten Probleme begann ich im Herbst 1934 mit Geländeaufnahmen, die



Abb. 1. Tektonische Übersichtsskizze des Untersuchungsgebietes.
Maßstab 1:675 000

im Sommer 1935 fortgesetzt und im Frühjahr 1936 beendet wurden. Zum Teil sind die Störungszonen im Maßstab 1:25 000 neu kartiert worden.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Stille, danke ich für mannigfaltige Anregung und Förderung bei der Arbeit aufrichtig. Weiter bin ich Herrn Prof. Dr. Lotze zu großem Dank verpflichtet, der mich bei gemeinsamen Feldbegehungen und bei der Ausarbeitung der Ergebnisse vielfach beraten hat.

I. Gesamtbild

Die auffälligste tektonische Linie des Untersuchungsgebietes ist, wie eingangs erwähnt, der große südwestliche Randbruch des Thüringer Waldes, der keineswegs streng dem herzynischen Streichen folgt, das der Gebirgskomplex in seiner Gesamtheit zeigt; vielmehr nimmt er dreimal ein fast nord-südliches Streichen an, und so entstehen jene augenfälligen, fast rechtwinkligen Gebirgsvorsprünge bei Schmalkalden, Benshausen und Eisfeld. Von ihnen scheint auch ein Teil der Vorlandsstörungen auszustrahlen. So beginnt an dem Vorsprung von Schmalkalden die Heßlesser Zone durch das Auftauchen des Zechsteins im Bahneinschnitt bei Näherstille augenfällig zu werden. Unmittelbar westlich des Benshäuser Vorsprunges gelangt die Viernauer Zone zu Bedeutung. Sie setzt dann, im Buntsandstein südöstlich von Viernau nicht mehr nachweisbar, noch einmal auf kurze Erstreckung bei Albrechts auf. Vor dem Eisfelder Sporn verläuft die Wiedersbacher Störung, die auch noch südöstlich von Eisfeld auf weite Erstreckung hin zu verfolgen ist. Nordwestlich von Eisfeld bilden sich aber Lagerungsformen heraus, die weitgehende Übereinstimmung mit der Viernauer und Heßlesser Zone herbeiführen. Eine nicht so augenfällige Verknüpfung mit dem Grundgebirge zeigen die Störungen des Kleinen Thüringer Waldes und die des Marisfelder Systems, die in relativ größter Entfernung vom Gebirgsrande verlaufen. Bei der nachfolgenden Beschreibung des tektonischen Bauplanes sei von der Viernauer Dislokationszone ausgegangen, da hier die Verhältnisse, durch Aufschlüsse begünstigt, am klarsten liegen und die augenfällige Gleichartigkeit des Bautypus bei einem Teil der Störungszüge mancherlei Rückschlüsse von der Viernauer Zone auf weniger deutliche Verhältnisse in den anderen zuläßt.

II. Tektonische Einzelverhältnisse

1. Die Viernauer Zone

Die Viernauer Dislokationszone, die von Albrechts über Viernau bis nach Fambach in herzynischer Richtung zu verfolgen ist, hat bereits durch H. Bücking (1880) eine eingehende Untersuchung erfahren. K. H. Klohn (1930) hat in seiner Arbeit über den Eichenberg—Gothaer Graben die Viernauer Zone zum Vergleich herangezogen, um seine Vorstellungen von dem tektonischen Bau des Eichenberg—Gothaer Grabens durch die, wie er meinte, ähnlichen Verhältnisse im Viernauer Graben zu bekräftigen und noch zu erweitern. Die Übereinstimmung im Bau beider Gebiete sollte besonders auf dem Vorkommen des Oberen Zechsteins in schmalen Streifen entlang den Störungslinien beruhen, dem infolge erhöhter Mobilität seiner Schichtfolgen bei der Ausgestaltung der Bruchzonen eine maßgebende Rolle zukommen sollte. Schon H. Bücking erkannte, daß die Schichten des Oberen Zechsteins — Plattendolomit, der im Hangenden wie im Liegenden von Letten begleitet wird — mit einer Überschiebung gegen die jüngeren Grabenschichten

grenzen. K. H. Klohn (1930) spricht von einer vollkommenen Verknetung des Plattendolomits und der ihn umgebenden Letten, die eine Ausscheidung der einzelnen Schichtglieder auf der Karte unmöglich mache. Der Zechstein wäre nicht nur gegenüber dem überschobenen Grabeninhalt, sondern auch, wenn auch verschwächt, gegenüber dem ihn bedeckenden Unteren Buntsandstein vorgeschoben. Er sei also aus seinem primären Verbande gelöst und dem ihn bedeckenden Unteren Buntsandstein vorauseilend, in der Verwerfungsspalte aufgestiegen.

Er wurde zu dieser Auffassung durch zwei Aufschlüsse geführt, in denen eine derartige starke Verknetung der Zechsteinschichten tatsächlich vorliegt. Aber sowohl in dem Steinbruch an der Straße von Breitenbach nach Christes in der Viernauer Zone, wie in dem Aufschluß am Steinkopf in der Heßlesser Zone liegen Sonderverhältnisse vor, auf die später eingegangen werden soll. Die an sich einfache Lagerung des Zechsteins erkennt man z. B. auf dem Wege, der von Schmalkalden nach dem Dollmar führt.

300 m südwestlich der Grabenzone an der Herrenkuppe fällt der Untere Buntsandstein mit 18° nach Südwesten. Mit der Annäherung an die Störung richtet er sich ständig stärker auf, so daß die Bröckelschiefer und der Obere Zechstein zutage treten. Der Plattendolomit, im normalen Verband mit den Unteren Letten, ist in einem kleinen Bruch am Wege 55° nach Südwesten fallend aufgeschlossen. Die Zechsteinschichten überschieben den Röt des Grabens. Aus dem gleichmäßigen Fallen der Zechsteinschichten und des Röts darf man wohl auf ein ähnliches Fallen der Überschiebung schließen, das hier 50° betragen mag. Der Zechstein kommt also durch die Aufrichtung der Schichten am südlichen Grabenrand als das normale Liegende des Unteren Buntsandsteins zutage. Die gleichen Lagerungsverhältnisse sind im Tal westlich des Katzensteins und am Talrand westlich der Igelsburg zu beobachten.

Im Abschnitt östlich von Breitenbach begleiten die Zechsteinschichten den nördlichen Grabenrand. Am Wege, der über die Hopfenliethe führt, steht der Zechstein, hier nach Nordosten fallend, im normalen Verband mit dem Unteren Buntsandstein. Im Tal östlich des Lindenberges beträgt das Fallen des etwa 20 m mächtigen Dolomits nur 25° nach Nordosten. In zahlreichen Brüchen nördlich der Hohenlohe und am Deutschen Röderberg bei Viernau ist der Plattendolomit, durchschnittlich 45° nach Nordosten fallend, zu beobachten. Die Grenze gegen die hangenden oder liegenden Letten ist stets normal. Der Plattendolomit, von den Letten begleitet, ist also fast in seiner ganzen streichenden Erstreckung in etwa gleicher Mächtigkeit zu verfolgen. Nur örtlich tritt einmal eine Reduktion des Zechsteins ein, so auf der Höhe des Katzensteins und an der Christeser Straße. An der Herrenkuppe bei Grumbach und östlich des Schönautales bei Viernau liegen die Endigungen des Zechsteinvorkommens. Hier werden nacheinander die Glieder des Zechsteins von der Verwerfung abgeschnitten, so daß schließlich der Untere Buntsandstein die Basis der überschiebenden Scholle bildet.

Ein erneutes Auftauchen des Zechsteins, das nach Auffassung K. H. Klohn's (1930) auf einer Wanderung der mobilen Massen auf der Überschiebungsbahn beruhen würde, ist in den Teilen der Überschiebung, wo sie in einem höheren Niveau von der Erdoberfläche geschnitten wird, nirgends zu erkennen. Ein solches Auftauchen ortsfremder Zechsteinschollen ist aber gerade für die Profile im Eichenberg-Gothaer, im Sontraer, oder auch im Netraer Graben charakteristisch.

Der Bauplan des Viernauer Grabens

Die erste Andeutung der Viernauer Dislokationszone im Südosten findet sich bei Albrechts. Hier grenzen Schichten des Mittleren Buntsandsteins bzw. des Röt gegen Unteren Buntsandstein. In dem ersten Hohlweg, der nördlich von Albrechts von der Zimmergrundstraße nach Westen abzweigt, sind der Mittlere Buntsandstein und der Röt südwestlich der Störung 55° nach Nordosten fallend aufgeschlossen. Die Schichten des Mittleren Buntsandsteins sind von zahlreichen Harnischen durchsetzt, die durch ein Streichen von 15° und ein Fallen von 30° nach Nordosten ihren Zusammenhang mit der Störung erkennen lassen. Oberhalb dieser Stelle, an der Straße nach dem Altenfeld, ist der Untere Buntsandstein nahe der Verwerfung auf 40°, nordöstlich fallend, aufgerichtet. Wenn auch die Störung unmittelbar nicht aufgeschlossen ist, so läßt sich doch aus dem Fallen der Schichten ein nordöstliches Einfallen der Verwerfung folgern. Analoge Verhältnisse in besser aufgeschlossenen Fällen führen nämlich zu der Annahme einer allgemeineren Gesetzmäßigkeit in dem Sinne, daß bei diesem Störungstypus die Schichten beiderseits der Verwerfung die gleiche Fallrichtung aufweisen. In der Fallrichtung der Schichten ist auch stets das Einfallen der Störungen zu erwarten. Es kommt der Verwerfung demnach Überschiebungscharakter zu (Profil 11, Taf. 61), eine Annahme, die sich weiter im Nordwesten durch Aufschlüsse bestätigt. Die Überschiebung ist nach Nordwesten bis zum Aschenhof zu verfolgen. Hier entzieht sie sich, in den unteren Buntsandstein eintretend, gänzlich der Beobachtung und wird erst südwestlich von Benshausen wieder kenntlich.

Westlich des Schönautales komplizieren sich die Verhältnisse. Während sich bisher südwestlich der Verwerfung das Absinken der Schichten zur Überschiebung bruchlos vollzog, bildet sich nun aus der Schichtverbiegung die südliche Grabenstörung heraus, die bis zum Dornhügel meist zwischen Unteren Letten und Röt verläuft und aus diesem Grunde schwer zu fassen ist. Im Fortstreichen nach Nordwesten gibt sie sich als rechtsinnig nach Nordosten fallend zu erkennen. Die Pressung hat beträchtlich zugenommen, was in einer Verdoppelung des Zechsteinzuges durch Schuppung zum Ausdruck kommt [Profil 10[1])].

Bei dem nördlichen Zechsteinzweig ist eine Ausscheidung der einzelnen Schichtglieder infolge starker Verknetung nicht überall möglich gewesen. Der Plattendolomit liegt nur an wenigen Stellen an der Basis der Überschiebung. Zumeist nehmen diese Stelle die Oberen Letten und Bröckelschiefer ein, die den einengenden Kräften wenig Widerstand entgegensetzten und sich innig verkneteten. Auf der Karte sind der Zechstein und die Bröckelschiefer in einer Farbe angelegt.

Sicher ist der Untere Buntsandstein des Nordufers noch durch mehrere Brüche in einzelne Schuppen zerlegt, die sich aber nicht erfassen lassen. In einem Falle jedoch ist das Fallen der Schichten auf der Südwestseite einer solchen Störung so stark versteilt, daß sich über dem Unteren Buntsandstein noch der Mittlere einstellt. In der „Biergasse" trifft man auf steil nach Nordosten fallenden Mittleren Buntsandstein, der von flacher nordöstlich

1) Im folgenden beziehen sich alle mit arabischen Ziffern angegebenen Profile auf Taf. 61, alle mit römischen Ziffern bezeichneten auf Taf. 62.

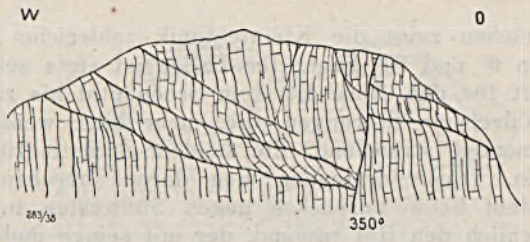


Abb. 2. Muschelkalkbruch östlich der Hohenlohe
Länge des Aufschlusses etwa 5 m

fallendem Unteren Buntsandstein überschoben ist. Die Abbildung 2 zeigt das südöstlichste größere Muschelkalkvorkommen an der Stelle, wo der von Viernau nach dem Dollmar führende Weg den Störungszug schneidet.

Der steil nach Nordosten fallende Muschelkalk ist gefältelt und von Gleitbahnen durchsetzt, die flach gegen Südwesten aufsteigen. Die kleintektonischen Verhältnisse stimmen mit dem großtektonischen Befund überein. Es herrscht hier Südwestvergenz.

Nordöstlich der Steinrücke finden sich noch fünf kleine Wellenkalkschuppen, die, zwischen Oberem Zechstein und Röt eingeklemmt, fiedrige Anordnung erkennen lassen (Abb. 3).

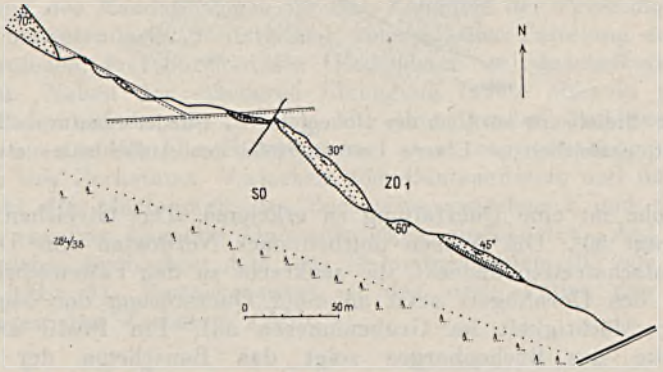


Abb. 3. Grabenförmig versenkte Wellenkalkschollen nordöstlich der Steinrücke
punktiert = Wellenkalk

Neben diesen Einengungsformen herzynischen Streichens sind auch unzweifelhaft rechtsinnige Brüche der gleichen Richtung vorhanden. So erfährt der Plattendolomitzug nördlich der Hohenlohe eine auffällige Verbreiterung. Man erkennt in den hier angelegten Steinbrüchen flach nach Südwesten fallende Verwerfungen, die den mittelsteil nach Nordosten fallenden Plattendolomit staffelförmig gegen Südwesten absinken lassen (Abb. 4).

Diese 105—115° streichenden Brüche sind als ursprünglich steil rechtsinnige Verwerfungen anzusehen, an denen der Plattendolomit stufenförmig gegen Südwesten absank. Bei der späteren Aufrichtung der Schichten wurden die Verwerfungen verdreht und zeigen nun das flache, rechtsinnige Fallen.

Neben diesen Brüchen zeigt die Kleintektonik zahlreiche Störungen, deren Streichen zwischen 0° und 50° liegt. Ihr Fallen ist stets sehr steil.

Bemerkenswert für den Abschnitt vom Schönautal bis zum Dornhügel ist das Auftreten zahlreicher Störungen, die, mehr oder weniger quer zu den herzynischen Elementen streichend, die beiden Zechsteinzüge in auffälliger Weise zerstückeln. Diese Zerlegung mag darauf beruhen, daß der überschiebende Zechstein beim Vorrücken gegen Südwesten in diesem Grabenabschnitt hauptsächlich den Röt vorfand, der mit seinen mobilen Massen dem Zechstein wenig Widerstand bot und starke horizontale Bewegungen des Plattendolomits ermöglichte. Dieser konnte als starres Paket den Bewegungen nur unter Zerbrechen nachkommen. Mit dem Aufsetzen des mächtigen Wellenkalks im Grabeninneren westlich des Dornhügels treten diese Querstörungen vollständig in den Hintergrund.

Wie in der herzynischen Richtung Zerrungs- neben Pressungsstrukturen bestehen, so finden sich auch neben den einfachen Brüchen Anzeichen seitlicher Einengung in antiherzynischer Richtung. Im Dolomitbruch nördlich

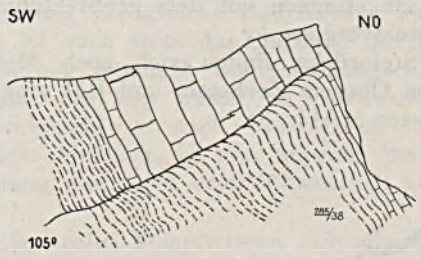


Abb. 4. Steinbruch nördlich der Hohenlohe. — Quadersignatur = Plattendolomit, gestrichelt = Untere Letten. Höhe des Aufschlusses etwa 8 m

der Hohenlohe ist eine Querfaltung zu erkennen. Das Streichen der Faltenachsen beträgt 50°. Die Achsen tauchen nach Nordosten ein. Die Schichten sind mit Rutschstreifen bedeckt, die senkrecht zu den Faltenachsen streichen.

Südlich des Dornhügels setzt an einer Querstörung der Muschelkalk in bedeutender Mächtigkeit im Grabeninneren auf. Ein Profil an der westlichen Flanke des Buchenberges zeigt das Bauschema der Grabenzone (Profil 9). Die Sprunghöhe der Überschiebung beträgt in diesem Profil annähernd 650 m. Dieser Betrag wird nur an wenigen Stellen noch um einige 10 m übertroffen.

Bis an die Straße, die von Breitenbach nach Christes führt, bleibt das Bauschema der Grabenzone fast das gleiche. Nur gesellt sich zu dem südlichen Randsprung ein zweiter, der ein mehr staffelförmiges Absinken der Schichten zur Überschiebung bewirkt (Profil 8).

Überall fallen die Grabenschichten etwa mittelsteil nach Nordosten. Muldenförmige Lagerung des Grabeninhalts, wie es K. H. Klohn (1930) beschreibt, ist nicht zu beobachten. Östlich der Straße biegen die Randstörungen in fast ost-westliches Streichen um und schnüren den Muschelkalk des Grabens bedeutend ab. Zugleich gesellt sich am nördlichen Grabenrand eine Störung dazu. Der Bau der Zone in dieser etwas abgewandelten Form ist in dem großen Steinbruch an der Straße, den auch K. H. Klohn beschrieben hat, vorzüglich zu erkennen (Abb. 5).

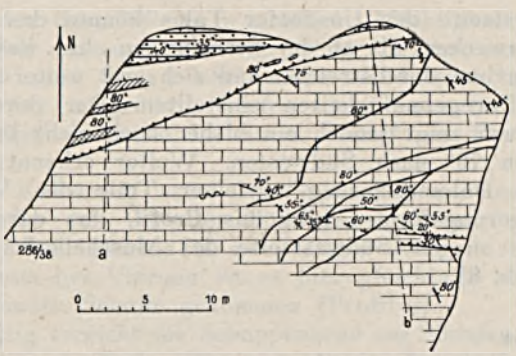


Abb. 5. Grundriß des Steinbruchs an der Straße von Breitenbach nach Christes

Mauersignatur = Unterer Wellenkalk,
schraffiert - punktiert = Unterer Buntsandstein,
schräg schraffiert = Plattendolomit,
ohne Signatur = Letten des Oberen Zechsteins.

Die Zechstein—Buntsandstein-Grenze ist hier zu einer rechtsinnigen Störung geworden, die mit 40° nach Nordosten fällt. Mit der Änderung der Streichrichtung der Randstörungen ist eine Zunahme der Pressung verbunden, die in einer bedeutenderen Steilstellung, einer starken Fältelung der Schichten und in zahlreichen, fast horizontalen Gleitbahnen im Muschelkalk zum Ausdruck kommt. Neben der stärkeren Einengung führte aber in erster Linie die am Nordufer auftretende Störung, die einen großen Teil des Zechsteins unterdrückt, zu den für die Störungszone sonst ungewöhnlichen Lagerungsverhältnissen des Zechsteins. Zwischen dem Buntsandstein und dem Muschelkalk schwankt die Mächtigkeit des Zechsteins zwischen 1 und 6 m. In die Letten sind regellos liegende Dolomitbrocken eingeknetet. Auf der Westseite des Bruches beobachtet man drei Dolomitschuppen, die von Letten umgeben sind (Abb. 6). Bemerkenswert ist das steile Fallen der Hauptüberschiebung unter den Zechstein (Abb. 7).

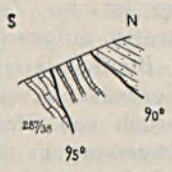


Abb. 6. Profil a

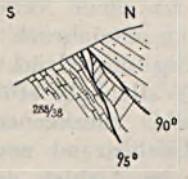


Abb. 7. Profil b

(vgl. Abb. 5)

Neben den hier in die Ost-West-Richtung verdrehten herzynischen Elementen treten zahlreiche Sprünge in erzgebirgischer Richtung auf. Die flachherzynischen wie die antiherzynischen Brüche beweisen durch Kalkspat- und Schwerspatführung, daß sie einmal geklafft haben.

Westlich der Straße nehmen die Randspalten ein wieder steiler herzynisches Streichen an; sogleich verbreitert sich der Kalkzug wieder.

Auf der Westseite des Unsdorfer Tales könnte das Kartenbild allein die Vorstellung erwecken, als ob der Störungszug ohne wesentliche Änderung unter dem Talalluvium durchstreiche und sich erst weiter westlich am Bergrücken größere Unregelmäßigkeiten einstellten. Der dort im Muschelkalk angelegte Steinbruch zeigt jedoch ein bisher noch nicht beobachtetes Fallen der Schichten von 70° nach Südwesten. Weiter erkennt man eine außerordentlich starke Dolomitisierung einzelner Teile des Wellenkalks. Eine Klärung der Lagerungsformen gibt das Profil, das durch einen längeren Schurf am Wege an der Südwestseite des Muschelkalks sichergestellt ist (Profil 7 und Abb. 8).

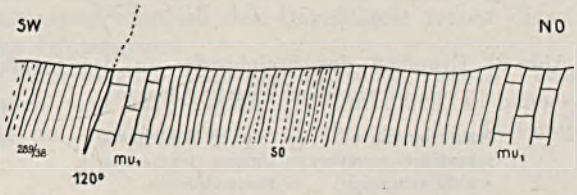


Abb. 8. Schurf auf der Westseite des Unsdorfer Tales

Quadersignatur = Unterer Wellenkalk
einfache Linien = kalkige Übergangsschichten
gestrichelte Linien = bunte Tone des Röt
Länge des Profils etwa 16 m

Die Muschelkalkschichten im Steinbruch gehören zu der überkippten Flanke eines Sattels, dessen Kern aus Röt besteht. Die hangende Sattelflanke wird durch eine Überschiebung stark reduziert. Nach Südwesten folgen weitere Überschiebungen, die nach Südwesten einfallen und somit insgesamt Nordostvergenz zeigen.

Gerade unter dem Alluvium des Unsdorfer Tales vollzieht sich also ein Wechsel in der Überschiebungsrichtung. In welcher Form er vor sich geht, ist in diesem Falle nicht zu entscheiden.

Der von H. Bücking am nördlichen Grabenrande angegebene Zechstein ist nicht vorhanden. Die vollständig dolomitisierten Lagen des Wellenkalks gaben wohl zu einer Verwechslung Anlaß. Sicher ist der Zechstein schon durch die im Steinbruch an der Christeser Straße aufgeschlossene Verwerfung völlig unterdrückt, so daß der Untere Buntsandstein unmittelbar gegen den Wellenkalk stößt. Man muß dieser Verwerfung wohl noch nordöstliches Fallen zuerkennen, da nur wenig südöstlich von dieser Stelle am nördlichen Grabenrand noch ausgesprochene Südwestvergenz herrscht. Wir haben also im Gebiet der wechselnden Überschiebungsrichtung das Bild eines zweiseitig überschobenen Grabens, wobei allerdings die Nordostvergenz bereits vorherrscht.

Die Grabenzone setzt sich nicht in dem kleinen Muschelkalkvorkommen auf dem Christeser Stieg fort, sondern verläuft südlich der Muschelkalklinse ohne Unterbrechung bis zum Kälbertal.

K. H. Klohn (1930) nahm an, daß wir in der Muschelkalkschuppe den letzten Rest des von beiden Seiten fast bis zur Verschluckung zugeschobenen Grabeninhaltes zu sehen hätten. Wäre diese Annahme richtig, so müßte bei den in Oberflächennähe konvergierenden Randstörungen der Muschelkalk

an den Flanken des Bergrückens in größerer Mächtigkeit ausstreichen. Da dies nicht der Fall ist, und der eigentliche Graben auch weiter südlich durchstreicht, muß man dieses Vorkommen als kleinen, isolierten Spalteneinbruch deuten, der in größere Tiefen nicht mehr hinabsetzt. Die Südbegrenzung der Spalte konnte in einem Schurf als Überschiebung aufgeschlossen werden.

Westlich des Kälbertals setzt der Grabenzug an einer Querstörung in großer Breite wieder auf. Auf der Höhe der Igelsburg tritt der Zechstein jetzt am Südufer des Grabens in zwei Zügen zutage. Als Gegenstück zu dem Grabenabschnitt bei Viernau ist es hier gleichfalls zu einer Schuppung in der überschiebenden Scholle gekommen (Profil 6).

Etwa gleichzeitig erreicht die Schuppenzone am Südufer und der Muschelkalkzug im Graben sein Ende. Ein ursächlicher Zusammenhang derart, daß der ganze Störungszug durch eine Querstörung verworfen würde, ist nicht zu ermitteln. Bis an den Katzenstein besteht der Grabeninhalt ausschließlich aus den Schichten des Röt. Östlich des Katzensteins versetzt eine Querstörung das ganze Störungssystem nicht unbeträchtlich gegen Norden. Zugleich setzt der Muschelkalk im Graben wieder auf. Der Steinbruch auf dem Katzenstein zeigt eine intensive Faltung des Wellenkalks (Abb. 9).



Abb. 9. Steinbruch am Katzenstein. Länge des Aufschlusses etwa 25 m

Am Katzenstein beobachtet man muldenförmige Lagerung der Grabenschichten, auf die K. H. Klohn hingewiesen hat und die er überall in der Grabenzone vorzufinden glaubte. Tatsächlich ist es aber die einzige Stelle im ganzen System. Besonders starke seitliche Einengung — auch die Zechsteinschichten sind hier auffällig reduziert — haben wohl zu der für den Graben sonst ungewöhnlichen Lagerung geführt. K. H. Klohn zeichnet in seinem Profil am Katzenstein nur die südliche Überschiebung, so daß das Bild eines Halbgrabens entsteht. Kleine Schürfe am Nordflügel der Mulde, an der Grenze des ohnehin nur 1—3 m mächtigen Röts gegen den Mittleren Buntsandstein, führen aber zu der Annahme eines zweiten Grabensprunges. Es fanden sich zahlreiche vollständig dolomitisierte und mit Harnischen bedeckte Brocken, die nur schwer als Buntsandstein zu erkennen waren.

Den Mittleren Buntsandstein fasse ich als normal über dem Unteren folgend auf. Auf der höchsten morphologischen Erhebung im Bereiche der Störungszone hat er sich erhalten.

Westlich des Katzensteins verschwindet der Muschelkalk endgültig aus dem Graben. Auch der Röt hebt sich infolge einer schwachen axialen Verbiegung des Grabens aus der Grabenzone heraus.

Die Sprunghöhe der südlichen Randspalte nimmt gegen Nordwesten beständig ab. Auf dem Mönchberg zeigt die Karte Komplikationen im Bau der Zone. Leider sind die Aufschlußverhältnisse hier so schlecht, daß die Kar-

tierung keine neuen Ergebnisse lieferte. Da sich auch über das Einfallen der einzelnen Schichtpakete fast nirgends etwas aussagen läßt, ist man zu einer hypothetischen Konstruktion bei der Zeichnung des Profils genötigt (Profil 5). Es zeigt einen der Grabenzone nördlich vorgelagerten Horst, der mit einer Überschiebung gegen die nördliche Uferscholle grenzt.

Im Talgrund von Möckers tritt der Untere Buntsandstein des Grabeninneren zu Tage. Beide Grabenrandstörungen verlaufen von nun an im Unteren Buntsandstein und entziehen sich dadurch weitgehend der Beobachtung. Drei Aufschlüsse lassen jedoch das Fortstreichen der Verwerfungen nach Nordwesten erkennen. Die erste Unregelmäßigkeit der Schichtenlagerung in dem sonst in dieser Gegend annähernd flach lagernden Buntsandstein findet man noch im Orte Möckers unmittelbar am Bach. Hier sind die Schichten nordöstlich der Störung auf 80° aufgerichtet und zeigen das für den ganzen westlichen Abschnitt der Viernauer Zone ungewöhnliche Fallen nach Nordosten. Die Schichten sind mit nordöstlich fallenden Rutschstreifen bedeckt. Einige 10 m südlich fällt der Buntsandstein flach nach Nordosten.

Der zweite Aufschluß liegt an der Straße von Mittelschmalkalden nach Wernshausen, dort, wo der Weg nach Niederschmalkalden abzweigt (Profil 4).

Einige 10 m weiter nach Norden auf dem Weg, der etwa parallel der Landstraße verläuft, ergibt sich das in Abb. 10 dargestellte Profil. Auch hier streicht eine nordöstlich fallende Störung durch.

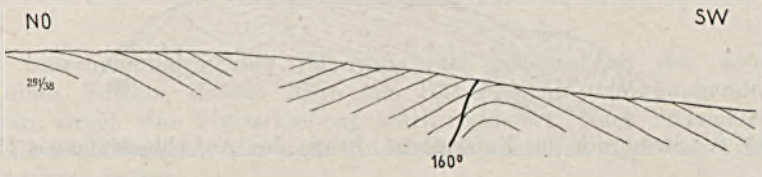


Abb. 10. Profil nördlich der Straße von Wernshausen nach Schmalkalden. Profillänge etwa 40 m

Beide Aufschlüsse liegen im Fortstreichen der südlichen Grabenstörung.

In dem Muschelkalkvorkommen von Fambach darf man wohl die Fortsetzung der Störungszone von Möckers sehen. Nordöstlich des Dorfes haben sich inmitten des Unteren Buntsandsteins regellos lagernde Reste von Muschelkalk und Mittlerem Buntsandstein erhalten. Ob diese Störung die direkte Fortsetzung der nördlichen Randspalte darstellt oder ob es sich um einen neu aufsetzenden Bruch handelt, ist bei der gleichbleibenden petrographischen Beschaffenheit des Buntsandsteins nicht zu entscheiden.

Die Ähnlichkeit des Vorkommens mit dem des Christeser Stieges ist auffällig. Auch finden wir in einer herzynisch streichenden Spalte jüngere Schichtenglieder versenkt, eine Erscheinung, die ohne die Wirkung ausweitender Kräfte nicht erklärt werden kann. Wie bei Möckers ist der Buntsandstein auf der Nordostseite der Störung steil aufgerichtet.

Die Steilstellung und Muldung der Schichten setzt einengende Bewegungen voraus. In ähnlicher Weise, wie weiter oben aus dem Fallen der Schichten auf die Fallrichtung der Verwerfung geschlossen wurde, läßt sich hier nordöstliches Fallen der Störung folgern.

Auf Grund dieser Beobachtungen haben wir einen erneuten Wechsel der Überschiebungsrichtung innerhalb der Viernauer Zone bei Möckers festzustellen, da von der Ortschaft ab gegen Nordwesten überall nordöstliches Fallen der Brüche und Schichten vorliegt. Man muß also von einer Dreiteilung der Zone sprechen, falls man den Wechsel der Überschiebungsrichtung als Gliederungsprinzip zu Grunde legt.

Nordwestlich von Fambach entzieht sich die Bruchzone unter dem Alluvium des Werratals der Beobachtung vollständig. Jedoch nimmt das Werratal, unterhalb von Fambach in rheinischer Richtung verlaufend, im Schnittpunkt mit der Viernauer Zone nordwestliche Richtung an und folgt hier wohl der tektonisch vorgezeichneten Schwächezone.

Zusammenfassung

Abgesehen von dem Wechsel der Überschiebungsrichtungen, der eine Dreiteilung der Zone herbeiführt, ist der Bautypus des Grabens sehr einheitlich. Die Randstörungen eines Abschnittes fallen in der gleichen Richtung wie die Schichten des Grabeninhalts. Die Bedeutung der Randstörungen ist nicht gleich. Während der große Randbruch stets eine Überschiebung darstellt, kommt dem zweiten rechtsinniges Fallen zu. Die untergeordnete Rolle des letzteren kommt besonders darin zum Ausdruck, daß die Verwerfung an den Enden in eine Flexur übergeht, ohne daß sich dadurch das Bauschema des Störungszuges prinzipiell ändert.

Der Charakter der herzynischen Tektonik ist zwiespältig. Es überwiegen starke Pressungsformen. Daneben bestehen unzweifelhaft Strukturen, die ihre Entstehung einer Zugbeanspruchung verdanken.

Auch die Quertektonik zeigt Zerrungs- und Pressungselemente nebeneinander. Es überwiegt die reine Bruchtektonik.

2. Die Heßlesser Zone

Die Heßlesser Störung erstreckt sich in herzynischer Richtung von Näherstille bei Schmalkalden über Heßles bis in die Gegend von Liebenstein, wo sie mit der Randstörung des Thüringer Waldes zusammentrifft. Sie ist bereits von H. Bücking (1881, 1885) beschrieben worden und wird auch von E. Böhne (1915) wenigstens in ihrem südöstlichen Ende behandelt. An den Bruchlinien, die zumeist Überschiebungen darstellen, grenzen Schichten des Mittleren Buntsandsteins, des Röt oder auch des Muschelkalks gegen solche des Zechsteins bzw. des Unteren Buntsandsteins.

Bemerkenswert, besonders im Hinblick auf die Viernauer Zone, ist auch hier eine Gliederung des Störungszuges, hervorgerufen durch einen Wechsel der Überschiebungsrichtung, der in der verschiedenen Lage der Zechsteinschichten zur Überschiebung schon im Kartenbild zum Ausdruck kommt.

Im südöstlichen Abschnitt von Näherstille bis zum Pfaffenbach findet sich am Schloßberg von Schmalkalden Mittlerer Buntsandstein grabenartig versenkt. An drei Stellen, im Bahneinschnitt von Näherstille, auf dem Schloßberg und im Pfaffental, treten Zechsteinschichten südlich der Störung zutage.

Über diesen Abschnitt läßt sich sonst wenig aussagen, da die Störung meist im Stadtgebiet von Schmalkalden verläuft und sich so fast völlig der Beobachtung entzieht. Alles Wesentliche über den Bau des Untergrundes von Schmalkalden ist von E. Böhne (1915) gebracht worden. Südöstlich von Näherstille verläuft die Störung im Tal der Stille und ist deshalb nicht zu beobachten. Man darf aber annehmen, daß sie gegen Südosten rasch verklingt.

Die Buntsandsteinscholle südwestlich der Störung ist in der Nachbarschaft der Verwerfung leicht gefaltet. Der Zechstein steht auch hier im normalen Verbande mit den hangenden Schichten. Aus den Beziehungen, die wir zwischen dem Fallen der Schichten und dem Einfallen der Störungen erkannten, dürfen wir auf eine südwestlich fallende Überschiebung bei Schmalkalden schließen (Profil 3).

Westlich des Pfaffenbachs beginnt nun, am Abstoßen des Mittleren Buntsandsteins gegen Unteren kenntlich, der Teil der Heßlesser Störung, der mit dem Südostabschnitt der Viernauer Dislokation große Ähnlichkeit im Bauschema besitzt. Leider lassen sich über die Lagerungsverhältnisse im Pfaffental keine bestimmten Angaben machen. In welcher Form sich der Überschiebungswechsel hier vollzieht, ist nicht zu entscheiden.

An der Röthkuppe setzen die Zechsteinschichten nördlich der Störung mit mittelsteilem nordöstlichem Fallen auf. Wie im Steinbruch an der Christeser Straße ist hier im Hangenden des Zechsteins eine rechtsinnige Verwerfung zu erkennen, die einen Teil der Bröckelschiefer, die Oberen Letten und südöstlich des Steinkopf noch den Plattendolomit vollständig unterdrückt.

Bis zum Steinkopf ist die Hauptstörung, die nach ihrem Verlauf im Gelände eine nordöstlich fallende Überschiebung darstellt, ohne Unterbrechung zu verfolgen (Profil 2). Ein Unterschied zur Viernauer Zone besteht darin, daß hier die Schichten im Liegenden der Überschiebung zumeist nur an Flexuren absinken. Doch fehlen auch die Anzeichen einer Tendenz, die auf eine stärkere Dehnung der Schichten hinzielte, nicht vollständig. Östlich des Kirrhofes fanden sich in der Wiese, die zur Röthkuppe hinaufzieht, an der Verwerfung zwischen den Unteren Letten und dem Mittleren Buntsandstein einzelne Muschelkalkbrocken. Das zweite größere Muschelkalkvorkommen, von Röt begleitet, ist in einem Steinbruch am Steinkopf aufgeschlossen (Abb. 11).

Diesen Steinbruch führt K. H. Klohn (1930) als zweites Beispiel an, um die Sonderrolle der Zechsteinschichten klarzulegen.

Wie in dem Steinbruch an der Christeser Straße besteht der Zechstein hier aus einem wenige Meter breiten, völlig verkneteten Lettenzug mit einzelnen Dolomitbrocken darin. Wie bei Breitenbach zeigen neben dem Zechstein auch die übrigen Schichten eine Beanspruchung, die über das normale, sonst in diesen Störungszonen zu beobachtende Maß weit hinaus geht. Zahlreiche in verschiedenen Richtungen streichende Störungen, rechtsinnige Brüche und Überschiebungen, haben diesen Bereich in ein Mosaik einzelner Schollen zerlegt.

Wider Erwarten fällt die Störung zwischen dem Zechstein und dem Muschelkalk mit 50^0 nach Südwesten rechtsinnig ein. Von der sonst in diesem Abschnitt herrschenden Südwestvergenz ist nichts zu bemerken. Im

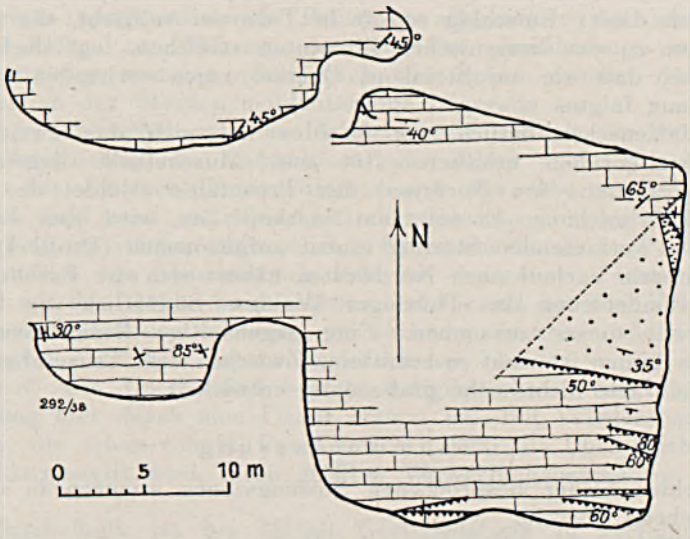


Abb. 11. Grundriß des Steinbruchs am Steinkopf.

Mauersignatur = Unterer Wellenkalk
eng punktiert = Unterer Buntsandstein
weit punktiert = Oberer Zechstein

rechtsinniger Bruch Überschiebung

Gegenteil: nach Nordosten überkippte Schichten des Zechsteins und des Wellenkalks, zahlreiche flach nach Südwesten fallende Gleitbahnen und Überschiebungen zeigen hier Nordostvergenz. Eine Deutung dieser Lagerungsformen soll erst später erfolgen. Unmittelbar nördlich des Steinbruches wird der gesamte Störungszug durch eine Querstörung gegen Nordosten versetzt.

Vom Pfaffental bis zum Heßlesser Forsthaus ist nördlich der Überschiebung noch eine dieser parallel streichende Störung zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein zu erkennen, der nach ihrem Verlauf im Gelände ein mittelsteiles südwestliches Fallen zukommen muß.

Südlich von Heßles am Schmalkalder Weg setzt der durch die Querstörung am Steinkopf abgeschnittene Störungszug wieder auf. Mit der Unterbrechung ist hier ein neuer Vergenzwechsel verbunden. Bis zur Dorfgrenze liegt der Zechstein auf der Südseite der Störung. Der Wechsel der Überschiebungsrichtung ist hier offensichtlich mit einer Querstörung verknüpft. Wenn man diesen Fall auch nicht ohne weiteres verallgemeinern darf, ist doch bei der mechanisch-tektonischen Deutung diese Möglichkeit, als einmal verwirklicht, in Betracht zu ziehen.

Westlich von Heßles fehlt der Zechstein zunächst an der Störung. Erst am Baiersberg taucht er wieder nördlich der Verwerfung auf. Wie die Lagerungsverhältnisse des Buntsandsteins an der Nüßlerliethe, der Verlauf der Störung im Gelände und die Position der Zechsteinschichten erkennen lassen, muß schon im Tal von Heßles die Richtung der Überschiebung wieder umgeschlagen sein.

Daß sich dieser Umschlag so oft in Talzonen vollzieht, die mehr oder weniger quer zu den herzynischen Elementen streichen, legt doch die Vermutung nahe, daß wie am Steinkopf Querstörungen vorhanden sind, denen die Talbildung folgte.

Am Pfaffenacker östlich von Wahles hat sich das zweite größere Muschelkalkvorkommen erhalten. Röt und Muschelkalk liegen hier an Störungen versenkt. Am Nordrand des Trusetales erleidet der Störungszug eine Unterbrechung. Er setzt am Saarkopf aus, wird aber sogleich von einer parallel verlaufenden Störung erneut aufgenommen (Profil 1).

Im weiteren Verlauf nach Nordwesten nähert sich die Bruchzone immer mehr der Randstörung des Thüringer Waldes. Südöstlich von Liebenstein trifft sie mit dieser zusammen. Eine gegenseitige Beeinflussung beider tektonischen Linien ist nicht zu ermitteln. Zwischen dem Trusetal und Liebenstein ist die Zone nicht mehr grabenartig entwickelt.

Zusammenfassung

Die beiden bisher besprochenen Störungszonen stimmen in ihrem Bauplan weitgehend überein.

Die Heßlesser Zone besteht in der Hauptsache aus einer Überschiebung, die einem häufigen Wechsel des Einfallens unterworfen ist. In zwei Abschnitten begleiten die Zechsteinschichten, solange sie die Basis der Überschiebung bilden, den Nordrand, in zwei anderen den Südrand.

Dabei übertreffen die Teile, in denen Überschiebung gegen Südwesten herrscht, die anderen in ihrer streichenden Länge beträchtlich, so daß der Eindruck vorwiegender Südwestvergenz entsteht.

In weit geringerem Maße als in der Viernauer Zone ist es zu einer grabenartigen Versenkung jüngerer Schichtglieder gekommen. Die Grabenschichten fallen in der Richtung der Randstörungen. Zumeist erfolgt das Absinken der Schichten zur Überschiebung an einer Flexur. Die Heßlesser Zone ist im Vergleich zur Viernauer in einem früheren Entwicklungsstadium stehengeblieben.

Neben den typischen Einengungsformen sind zahlreiche Verwerfungen rechtsinnigen Charakters zu beobachten.

Querstörungen sind nicht so zahlreich wie in der Viernauer Zone. Dagegen ergab sich in einem Falle ein wichtiger Zusammenhang zwischen einer Querstörung und dem Überschiebungsumschlag.

3. Die Wiedersbacher Zone

Die südöstliche Grenze des Untersuchungsgebietes verläuft entlang der Werra von Themar über Eisfeld bis nach Schwarzenbrunn am Rande des Thüringer Waldes.

Bei Eisfeld tritt die Störung in das Untersuchungsgebiet ein, die in dem nach Nordwesten folgenden Abschnitt den Namen „Wiedersbacher Störung" erhalten hat. Sie ist bis in die Gegend von Themar zu verfolgen. Von einer Neukartierung des Zuges wurde abgesehen, da sich wesentliche Änderungen nicht ergeben hätten.

An einer herzynisch streichenden Verwerfung grenzen von Eisfeld bis nach Wiedersbach Buntsandsteinschichten gegen Muschelkalk und Keuper. Die Schichten nördlich der Störung, die dem relativ gesunkenen Flügel an-

gehören, zeigen nordwestlich von Brünn im allgemeinen das immer wieder auftretende Fallen zur Störung, das mit der Annäherung an die Verwerfung beständig zunimmt. Südöstlich von Brünn nehmen die Muschelkalkschichten an der Störung muldenförmige Lagerung an.

Die Lagerungsverhältnisse im Buntsandstein südlich der Störung sind äußerst undurchsichtig, da Aufschlüsse sehr selten sind. Allein aus dem Auftauchen des Unteren Buntsandsteins und des Oberen Zechsteins bei Wiedersbach darf man schließen, daß die Schichten in der Nachbarschaft der Verwerfung ein stärker südwestliches Fallen annehmen. Ein Profil (Taf. 62, Prof. V) südlich von Wiedersbach läßt die weitgehende Übereinstimmung dieser Zone mit den bereits besprochenen und speziell mit dem Westabschnitt der Viernauer Dislokation erkennen, wo auch der Zechstein südlich der Verwerfung liegt. Auch hier taucht der Zechstein normal unter dem Buntsandstein auf. Ein Unterschied besteht lediglich darin, daß die nördliche Grabenstörung hier durch eine Flexur ersetzt ist. Bei Wiedersbach erreicht die Störung, die schon von H. Proescholdt (1892) als Überschiebung gegen Nordosten dargestellt wird, ihren größten Verwerfungsbetrag von annähernd 530 m.

Der Muschelkalk ist bis östlich Gottfriedsberg zu verfolgen, wo er von einer Querstörung abgeschnitten wird. Weitere Querstörungen zerlegen die kleinen Muschelkalkschollen westlich von Gottfriedsberg. Die westlichste der drei Schollen, die in einem Steinbruch unmittelbar neben der Überschiebung ein Fallen von 60° nach Südwesten besitzt, ist überhaupt das westlichste Muschelkalkvorkommen der Wiedersbacher Zone. Der im geologischen Meßtischblatt am Wege von Rappelsdorf nach Gerhardsgereuth eingetragene Muschelkalk ist nicht vorhanden. Auch die Grenzkalke des Röt fehlen. Allein die Tone des Röt, die widersinnig zum Mittleren Buntsandstein einfallen, deuten das Vorhandensein der Überschiebung an. Von hier verläuft sie, im waldbedeckten Buntsandsteingebiet kaum zu verfolgen, bis zum Schleusetal, wo die Erosion auf beiden Talseiten steil stehende Buntsandsteinschichten aufgeschlossen hat. Gute Aufschlüsse an der Eisenbahn auf der westlichen Talseite lassen den Charakter der Tektonik im westlichen Teil der Wiedersbacher Zone erkennen (Abb. 12).

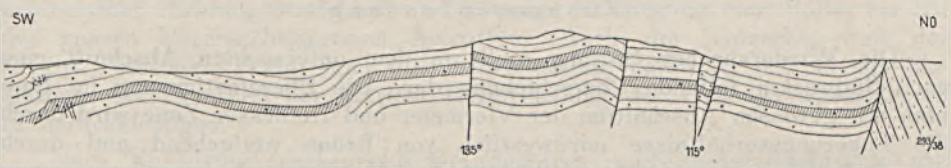


Abb. 12. Profil an der Bahn nördlich der Station Zollbrück.
Länge des Profils etwa 220 m
kleine Kreise = sm_1 Punkte = sm_2

Bemerkenswert ist eine Anzahl von Verwerfungen, die mit größerer oder geringerer Sprunghöhe der Hauptstörung parallel laufen. Die Hauptverwerfung ist nicht aufgeschlossen, jedoch gestatten die benachbarten Strukturen einen sicheren Schluß auf ihren Charakter. Das Profil stellt die Lagerung nordöstlich des kleinen Tales dar, das nördlich der Station Zollbrück auf der Westseite des Schleusetales mündet. Südwestlich des Tales bis zum Bahn-

hof sind die Aufschlüsse schlechter. Die nach Südwesten fallenden Verwerfungen, die H. Proescholdt hier in den Erläuterungen zum Meßtischblatt zeichnet, sind nicht mehr zu erkennen. Man beobachtet lediglich verschieden steil nach Südwesten fallende Schichtpakete und die flache Lagerung am Bahnhof Zollbrück, die uns anzeigt, daß wir hier den Bereich der Störungszone verlassen haben. Nordöstlich des kleinen Tales, mit der Annäherung an die Hauptstörung, nehmen die Unregelmäßigkeiten der Schichtlagerung zu. Überschiebungen und echte Brüche bestehen nebeneinander, eine Erscheinung, die wir im Gebiet immer wieder feststellen müssen. Zahlreiche Störungen kleinsttektonischer Dimension mit der gleichen zwiespältigen Tendenz zerschneiden die Schichten. Sie sind in dem Profil nicht zur Darstellung gelangt. Auch quer zur herzynischen Richtung verläuft eine Zahl kleinerer Brüche. Große, flach nach Südwesten fallende Harnische, 65° streichend, deuten auf stärkere Horizontalbewegungen hin. In unmittelbarer Nähe der Verwerfung werden die steil nach Nordosten fallenden Schichtköpfe von steil nach Südwesten fallenden Harnischen abgeschnitten. Das Überwiegen der Pressungserscheinungen, die nach Südwesten fallenden Überschiebungen und Harnische gestatten die Annahme einer südwestlich fallenden Überschiebung des unteren Mittleren Buntsandsteins auf den oberen Mittleren Buntsandstein.

Die Wiedersbacher Verwerfung besitzt auch noch an ihrem Westende die Fallrichtung, die sie sonst in ihrem Verlaufe zeigt.

Westlich des Schleusetals am Schmidtsrod legt die Störung Mittleren Buntsandstein neben Röt. Sie streicht dann südlich des Apfelberges zum Galgenberg, wo sie mit den ausklingenden Störungen des Marisfelder Systems zusammentrifft. Aufschlüsse, die den Charakter der Tektonik erkennen ließen, fehlen in diesem Bereich fast völlig. Da die Verteilung der Schichten beiderseits der Störung hier im gleichen Sinne erfolgt ist, indem die jüngeren Schichten nördlich der Störung liegen, wird angenommen, daß die Störung den gleichen Charakter, den sie weiter östlich zeigte, bis zu ihrem Ende beibehält.

Zusammenfassung

Die Wiedersbacher Störung stellt in dem untersuchten Abschnitt eine nach Südwesten fallende Überschiebung dar. Die Übereinstimmung im Bauplan mit gewissen Abschnitten der Viernauer und Heßlesser Zone wird durch die Lagerungsverhältnisse nordwestlich von Brünn weitgehend und durch das Auftauchen der Zechsteinschichten bei Wiedersbach besonders augenfällig. Im Gegensatz zu den vorher besprochenen tektonischen Linien ist es im Liegenden der Überschiebung nirgends zur Grabenbildung gekommen. An der Stelle des zweiten Grabensprunges steht stets eine Flexur. Die Überschiebungsrichtung wechselt nicht. Die Lagerungsverhältnisse im gesunkenen Flügel sind nicht so einheitlich wie in den anderen Zonen. Neben dem erwarteten und auch auf weite Erstreckung verwirklichten Einfallen zur Überschiebung ist stellenweise eine Muldung der Schichten vor der Überschiebung eingetreten, so daß teilweise auch ältere Schichten in schmalen Staffeln im Liegenden der Überschiebung auftauchen.

Größere Querstörungen treten ziemlich zurück.

4. Das Störungssystem des Kleinen Thüringer Waldes

Östlich von Rappelsdorf, etwa 1 km nördlich der Wiedersbacher Zone, deutet sich durch das Auftreten des Oberen Zechsteins und ein stärkeres südwestliches Fallen im Buntsandstein der Beginn einer neuen tektonischen Linie an, die ohne Unterbrechung bis nach Metzels, nordwestlich vom Dollbar, zu verfolgen ist. Es ist dies die Störungszone des Kleinen Thüringer Waldes, wobei der Name von einem Teil des Zuges, allerdings des geologisch interessantesten zwischen Rappelsdorf und Schmeheim, auf die ganze Linie übertragen ist. Im Kleinen Thüringer Wald treten Grundgebirge und Zechsteinschichten inmitten triadischer Sedimente zu Tage. Speziell dieses Gebiet hat durch von Fritsch (1888), H. Proescholdt (1887) und M. Tornow (1907) eingehende Bearbeitung erfahren. Neben der geologischen Karte liegt noch eine Neukartierung von M. Tornow vor. Es wurde aus diesem Grunde von einer nochmaligen Kartierung abgesehen.

An dieser Dislokation hat eine bedeutende Absenkung des Südwestflügels stattgefunden. Wie die Wiedersbacher Zone und im Gegensatz zu den übrigen, streicht sie ohne Unterbrechung durch, denselben Verwerfungssinn beibehaltend. Östlich des Schleusetals fällt der Buntsandstein mit 35^0 nach Südwesten. Schon 1 km weiter südöstlich ist jede Spur dieser flachen Flexur verloren gegangen. Eine Verbindung mit der Wiedersbacher Störung besteht nicht.

Westlich von Rappelsdorf gewinnt die Flexur ständig an Bedeutung. Vom Gethlesser Tal an etwa entwickelt sich allmählich aus der Flexur eine Überschiebung, der nach ihrem Verlauf im Gelände ein steil nordöstliches Fallen zukommen muß. Der Verwerfungsbetrag ist zunächst gering, was die Bröckelschiefer am Wege von Gethles nach dem Kuhberg andeuten, die hier noch an der Störung vorhanden sind. Das geologische Meßtischblatt zeigt hier schon weit höhere Schichtglieder. Vom Kuhberg bis nach Bischofsrod treten im Hangenden der Überschiebung auf weitere Erstreckung die Grundgebirgsschichten zu Tage. Das Auftauchen des alten Untergrundes ist nun nicht allein das Ergebnis der herzynisch gerichteten Dislokationen, wenngleich diese auch der wichtigste Faktor sind. Untergeordnet spielt noch die in erzgebirgischer Richtung streichende weiträumige Verbiegung eine Rolle; sie hat den ganzen Untersuchungsraum betroffen. Auch die Tatsache, daß der Kleine Thüringer Wald eine alte Schwellenzone darstellt, ist bei der Erklärung der Ursachen der starken Heraushebung der Grundgebirgsschichten zu berücksichtigen.

Nach Nordosten tauchen die Grundgebirgs- und Zechsteinschichten allmählich unter den normal auflagernden Buntsandstein. Allein am Heerlesberg bei Keulrod sind die paläozoischen Schichten an einer unbedeutenden Verwerfung versetzt. Während von Gethles bis Bischofsrod hauptsächlich eine Überschiebung vorhanden ist (Taf. 62, Prof. IV) — daneben verläuft noch ein unbedeutender Parallelsprung im Buntsandstein südlich der Überschiebung —, zerlegt zwischen Bischofsrod und dem Hofberg eine Schar von parallelen Brüchen im Zusammenwirken mit zahlreichen erzgebirgischen Störungen besonders den Zechstein in viele kleinere Schollen.

Das geologische Meßtischblatt zeigt nur eine Querstörung westlich des Hofbergs. Zwischen Eichenberg und Grub ist der Bauplan wieder wesentlich

vereinfacht. Die Hauptverwerfung verläuft nicht mehr zwischen Zechstein und Buntsandstein, sondern weiter südlich zwischen Buntsandstein und Muschelkalk. Die im Gegensatz zum Buntsandstein weit besseren Aufschlußverhältnisse im Muschelkalk, der westlich von Eichenberg im geschlossenen Zuge an der Störung auftritt, lassen jetzt eine bessere Beobachtung der Lagerung im Liegenden der Überschiebung zu. Am Wege, der von Eichenberg zum Hofberg führt, ist die Überschiebung in einem Schurf, verhältnismäßig flach nach Nordosten fallend, aufgeschlossen. Der Muschelkalk ist überkippt (Abb. 13).

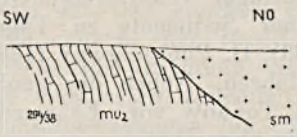


Abb. 13. Schurf am Weg von Eichenberg zum Hofberg.
Länge des Aufschlusses etwa 4 m

Für die auf der geologischen Karte im Zechstein nördlich des Gruber Bergleins dargestellte Verwerfung ergeben sich keine Anhaltspunkte, zumal sie schon auf der Karte unbedeutend erscheint. Westlich von Eichenberg erscheinen die Zechsteinschichten im Kern einer flachen Aufwölbung. Sie werden im Nordwesten, Nordosten und Südwesten vom Buntsandstein mantelförmig umlagert.

Bei Grub komplizieren sich die Verhältnisse besonders im Liegenden der Überschiebung wesentlich. Das Profil am Questenberg nördlich von Oberstadt zeigt Faltung, Überkippung und Schuppung einzelner Muschelkalkpakete, die zumeist durch Überschiebungen von einander getrennt sind (Taf. 62, Prof. VI und Taf. 63, Fig. 2).

Das geologische Meßtischblatt bedarf zwischen Grub und dem Sargberg bei Schmeheim insofern einer Verbesserung, als die Grenze zwischen Röt und Wellenkalk eine Überschiebung darstellt, die am Sargberg von einer Flexur abgelöst wird. Die Rötschichten sind weniger mächtig und grenzen im Nordosten gegen den Mittleren Buntsandstein ebenfalls mit einer Überschiebung, die auch am Sargberg verklingt. Hier vollzieht sich die Absenkung des Südwestflügels allein an einer Flexur, die die Grenze zwischen Muschelkalk und Buntsandstein bildet, allmählich immer schwächer wird und bis nach Metzels zu verfolgen ist. Für die zwischen dem sm_1 und dem sm_2 bis zum Haseltal verlaufende Verwerfung ergeben sich in dem bewaldeten Buntsandsteingebiet keine Anhaltspunkte.

Zusammenfassung

Das Störungssystem des Kleinen Thüringer Waldes stellt im großen eine südwestvergente Überschiebungszone dar, an der der Südwestflügel bedeutend abgesunken ist. Die Überschiebungen gehen in Flexuren über. Die Wirkung pressender Kräfte ist zwischen Grub und Schmeheim besonders groß gewesen, wo eine Überkippung der Muschelkalkschichten bis zu 45° nach

Südwesten eingetreten ist. Im Gegensatz zu den vorher beschriebenen Zonen stellen sich hier im Liegenden der Überschiebung mit der Annäherung an diese immer ältere Schichten ein.

Zu grabenartiger Versenkung jüngerer Schichtglieder ist es nirgends gekommen. Zerrungsstrukturen treten völlig zurück. Die schon mehrfach betonte Uneinheitlichkeit der tektonischen Formen ist hier am wenigsten augenfällig.

Bei Eichenberg treten auf der Nordwestflanke des Grundgebirges zahlreiche Störungen in antiherzynischer Richtung auf.

5. Das Marisfelder Störungssystem

Im Gegensatz zu den bisher besprochenen, zumeist sehr schmalen Störungszonen nehmen die Dislokationen des Marisfelder Systems einen breiteren Raum ein. Das Gebiet hat bereits durch W. Frantzen (1881) im Nordwesten und H. Proescholdt (1883) im Südosten eine genaue Bearbeitung erfahren. Um den Charakter der Tektonik zu klären, wurde der größte Teil des Systems neu kartiert und an tektonisch interessanten Punkten eine Zahl von Schürfen durchgeführt. In dem gestörten Bereich finden sich Schichten vom Mittleren Buntsandstein bis zum Mittleren Keuper. Im Gegensatz zu den übrigen Störungszonen ist es hier möglich, die Wirkungsweise tektonischer Kräfte in stratigraphisch höheren Horizonten zu beobachten.

Von Metzels im Nordwesten bis nach Themar im Südosten ist eine Vielzahl von Störungen zu erkennen, die einander im Streichen ablösen, teils auch an Querstörungen versetzt werden. Es ist auffällig, daß die Verwerfungen an die große Muschelkalkplatte gebunden sind. Mit der Annäherung an die nordost—südwestlich streichenden Grenzen der Muschelkalkmulde verlieren die Störungen an Sprunghöhe und verklingen zum größten Teil im Röt, der mit seinen mobilen Massen als Ausgleichshorizont wirkt. Immerhin ist es möglich, daß sich die eine oder andere Störung mit geringer Sprunghöhe in dem petrographisch eintönigen Buntsandstein verbirgt.

Im Nordwesten ist das Bild des Störungszuges am einfachsten. Im Fortstreichen nach Südosten wird die Tektonik lebhafter, bis sich nördlich von Themar für saxonisch disloziierte Räume sehr komplizierte Verhältnisse herausbilden.

Das Gebiet von Metzels bis zum Schwarzatal wurde in seinen nordwestlichen Teilen nur durch Begehungen untersucht. In diesem relativ schwach disloziierten Abschnitt südwestlich des Dollmarbasaltes sind vornehmlich vier nicht gleichwertige Störungen zu erkennen. Am wichtigsten sind die beiden Verwerfungen, die die grabenartig versenkten Schichten der Marisfelder Mulde begrenzen.

Die nordöstliche setzt im Kellersgraben auf und verläuft südlich von Kühndorf, weiter die Nordflanke des „roten Tales“ begleitend, bis zum Schwarzatal. Eine Beobachtung der Verwerfung am östlichen Steilhang des „roten Tales“, ihr Ausbiß im Gelände sowie die Lagerung der Schichten an

der Störung zeigen an, daß ihr ein mittelsteiles bis steiles Fallen nach Südwesten zukommt. Die Absenkung des Südwestflügels vollzieht sich am „roten Tal" streckenweise in Staffelform durch das Auftreten einer Parallelstörung.

Die südwestliche Randverwerfung, die oberhalb des Hospitals im Schwarzatal noch Tonplatten neben Röt legt, verliert gegen Nordwesten ständig an Bedeutung. Am Rohrer Berg geht sie in eine Flexur über, die ihrerseits nordwestlich der Straße von Kühndorf nach Meiningen verklingt.

Der südöstlich von Kühndorf durch zwei Störungen begrenzte Graben nimmt durch das Aussetzen der südlichen Randstörung die Form eines Halbgrabens an. Allein am Dollmar gewinnt die Störungszone auf kurze Erstreckung durch die Ausbildung eines unbedeutenden Sprunges noch einmal grabenartiges Aussehen.

Der südwestliche Randbruch ist nicht aufgeschlossen. Auch der Verlauf in dem wenig bewegten Gelände sagt nichts über seinen Charakter aus. Aus dem Fehlen stärkerer Pressungserscheinungen in der Nähe der Störung



Abb. 14. Schurf auf der „armen Leite".
Länge etwa 7 m

und aus dem Einfallen der Schichten, die die für einen rechtsinnigen Bruch typischen Schleppungserscheinungen zeigen, darf man auf nordöstliches Fallen schließen.

Die schwach gemuldeten Grabenschichten werden auf beiden Seiten von echten Verwerfungen begrenzt.

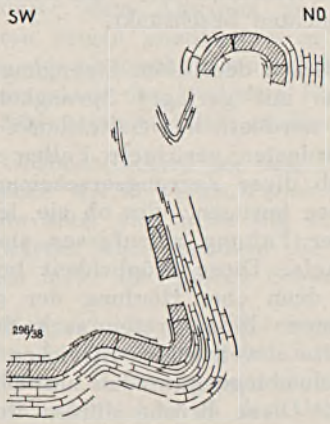
Die letzte bedeutende Verwerfung, die Schneebergstörung, setzt eben dort auf, wo die nördliche Randstörung der Marisfelder Mulde verklingt. Sie verläuft vom „kleinen Dollmarfeld" über den Hainberg nach dem Schneeberg mit einem von der Marisfelder Störung abweichenden Streichen. An ihr hat eine Absenkung des nördlichen Flügels stattgefunden. Starke Faltungsbilder nördlich der Störung lassen deutliche Nordostvergenz erkennen. Die Verwerfung dürfte wie die Schichten an der Störung nach Südwesten fallen und somit Überschiebungscharakter besitzen.

Die sonst an die Störungen gebundenen Pressungserscheinungen treten in dem Abschnitt vom Schwarzatal bis nach Metzels mit Ausnahme der Faltung an der Schneebergstörung zurück. Wenige Verwerfungen, die den Bereich in relativ große, nur gering gepreßte Schollen zerlegen, schaffen das Bild einer überwiegend einfachen Bruchtektonik.

Lebhafter und vielseitiger ist nun die Tektonik östlich des Schwarzatals. Ein Blick auf die Karte zeigt eine Verbreiterung der Zone durch die Anlage neuer Verwerfungen am Nordufer des Grabens (Profil 12).

Zwei dieser Brüche, die das Grabenufer in einzelne Leistenschollen zerstückeln, sind als steil nach Südwesten fallende Überschiebungen aufgeschlossen (Abb. 14).

Starke seitliche Einengung, die besonders die schmalen Schollen betroffen hat, zeigt auch das folgende Bild (Abb. 15).



Ab. 15. Faltung an der „armen Leite". Schraffiert — untere Terebratelbank. Höhe der Falte etwa 16 m

Die Vergenz ist hier vom Graben weg gegen die Tafelscholle gerichtet.

Aus dem Verlauf des südlichen Randsprunges, dessen Sprunghöhe am Gut Rohr etwa 90 m beträgt, und dem Verhalten der Schichten an der Störung geht eindeutig hervor, daß die Schichten des Südufers auf den Graben aufgeschoben sind.

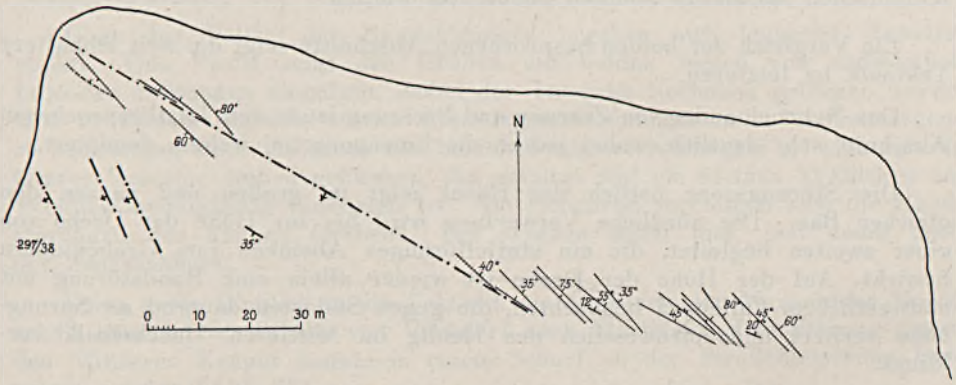


Abb. 16. Grundriß des Steinbruchs am Bahnhof Rohr.

Ein großer Steinbruch im Oberen Wellenkalk am Bahnhof Rohr gewährt einen guten Einblick in die tektonischen Strukturen in unmittelbarer Nähe des südlichen Grabensprunges (Abb. 16).

Der Muschelkalk im Steinbruch befindet sich in Sattelstellung. Die zum steileren südwestlichen Flügel gehörigen Schichten fallen zur Störung hin, schieben also unter die Rötschichten ein. Eine Kleinfältelung ist auf die der Störung benachbarten Schichten beschränkt.

Im Widerspruch zu diesen deutlichen Einengungsbildern stehen zahlreiche rechtsinnige Verwerfungen mit geringer Sprunghöhe, die besonders häufig auf der flacher fallenden nordöstlichen Sattelflanke auftreten. Auffallend ist das gleichmäßig nach Nordosten gerichtete Fallen fast aller Störungen. Es erhebt sich die Frage, ob diese Zerrungserscheinungen eine Selbständigkeit neben den Pressungsformen besitzen, oder ob sie, lediglich sekundärer Natur, als Begleiterscheinung der Faltung aufzufassen sind, etwa als Zugrisse im Biegungsbereich des Sattels. Diese Möglichkeit besteht durchaus für einen Teil der Verwerfungen, denn eine Häufung der echten Brüche im Sattelfirst ist nicht zu verkennen. Indes treten auch Störungen, die ein im allgemeinen von der Großfalte abweichendes Streichen besitzen, in beträchtlicher Entfernung von der Sattelumbiegung in den nur 20^0 fallenden Schichten der nordöstlichen Flanke auf. Diese Brüche dürfen wohl Selbständigkeit neben der Einengung beanspruchen.

Das Grabeninnere ist einfach gebaut. Zwei unbedeutende Verwerfungen beeinträchtigen das symmetrische Bild der muldenförmig gelagerten Schichten ein wenig.

Neben den herzynischen Strukturen finden sich auch Anzeichen einer Querverbiegung des Grabeninhalts, die die Heraushebung der Keuperschichten auf der Flechte und das umlaufende Streichen des Trochitenkalkes am Schwarzatal bewirkt. Auch antiherzynisch streichende echte Brüche kleintektonischen Ausmaßes konnten beobachtet werden.

Ein Vergleich der beiden besprochenen Abschnitte zeigt die weit lebhaftere Tektonik im letzteren.

Das Nebeneinander von Zerrung und Pressung ist in dem letztbesprochenen Abschnitt sehr deutlich, wobei jedoch die Einengung bei weitem dominiert.

Die Störungszone östlich der Hasel zeigt im großen und ganzen den gleichen Bau. Die nördliche Verwerfung wird bis zur Höhe der Drehe von einer zweiten begleitet, die ein staffelförmiges Absinken zum Grabeninnern bewirkt. Auf der Höhe der Drehe ist wieder allein eine Randstörung mit südwestlichem Fallen zu beobachten, die gegen Südosten dauernd an Sprunghöhe verliert und nordwestlich des Hehlig im Mittleren Muschelkalk verklingt.

Das östliche Steilufer der Hasel gewährt einen guten Einblick in die Tektonik am Nordrande des Grabens.

Die Wellenkalkschichten des Grabenufers liegen bis in die nächste Nähe der Störung flach. Vielfach treten in den horizontalen Schichten rechtsinnige Brüche in herzynischer wie antiherzynischer Richtung auf. Besonders schön zeigt das die Terebratelbank, die, an der Straße von Dillstädt nach Marisfeld des öfteren aufgeschlossen, mehrmals, wenn auch nur unbedeutend, versetzt wird.

Mit der Randstörung verknüpft sind starke Faltungserscheinungen, die im Bahneinschnitt zu beobachten sind. Die Trennung der südlichen Randscholle von den Grabenschichten vollzieht sich an zwei Sprüngen, wobei der unbedeutendere zumeist unter dem Alluvium der Spring verborgen bleibt. Graben- wie Uferschichten zeigen unmittelbar an der Hauptstörung schöne Faltungsbilder, die neben der ungewöhnlichen Schichtlagerung an der Störung auf den Überschiebungscharakter des südlichen Randsprunges hinweisen, der wie der nördliche nach Südwesten einfallen müßte.

Die Lagerung der Grabenschichten an den Randstörungen ist auch in diesem Abschnitt die gleiche wie in weiten Teilen des Gebietes. Die Heraushebung des Grabeninhalts setzt sich nicht bis zu den Randstörungen fort, wie es eigentlich zu erwarten wäre, sondern die jüngeren Grabenschichten tauchen an den Störungen unter die älteren Schichtsysteme der Grabenufer.

Östlich des Springtales erleidet der Störungszug einen Versatz gegen Südwesten. Die nördliche Randverwerfung hat ihre Sprunghöhe nördlich des Hehlig vollständig eingebüßt. Dafür gewinnt jetzt südlich des Hehlig eine Störung an Bedeutung, die sich schon an der Ostseite des Griesberges am Abstoßen des Trochitenkalks von den Tonplatten andeutet.

Auf der Südwestseite vollzieht sich der Versatz des Störungssystems auf andere Art und Weise als am Nordufer. Die Randstörung springt gegen Süden vor, um dann wieder ein flacher herzynisches Streichen anzunehmen. Ähnlich reagieren die Grabenschichten selbst, die an der Dorfstelle Germelshausen ein annähernd nord—südliches Streichen zeigen und beträchtlich gegen Süden vorrücken.

Etwa 300 m südlich der Randverwerfung setzt am Hetzert eine schmale Grabenversenkung auf, die vorwiegend Keuperschichten enthält.

Über das Fallen der Randstörungen ergeben sich keinerlei Anhaltspunkte. Das Profil zeigt den Graben auf beiden Seiten von südwestlich fallenden Störungen eingefaßt, wobei der Tatsache Rechnung getragen wurde, daß in diesem Bereich starke Pressungserscheinungen mit Nordostvergenz zu beobachten sind. Zwischen den beiden Grabenversenkungen ist eine Scholle älterer Gesteine stehen geblieben, die gefaltet und am kleinen Wäldchen am Weidles mannigfaltig verworfen ist. Am Hohenrod vereinigen sich die Randstörungen des kleinen Grabens. Der Graben endet hier, und damit auch der Zwischenhorst.

Einen guten Einblick in die Tektonik am Südrande der Marisfelder Mulde erhält man an der Straße von Vachdorf nach Marisfeld. Die Störung gegen den Mittleren Keuper konnte in einem Schurf an der Straßenböschung freigelegt werden (Abb. 17).

Sie stellt eine 70^0 nach Südwesten fallende Überschiebung dar.

Bemerkenswert ist auch hier das Verhalten der Grabenschichten an der Überschiebung. Die sonst flach zum Grabeninnern nach Nordosten fallenden Schichten tauchen an der Überschiebung mit südwestlichem Fallen unter die Verwerfung. Ein zur Hauptüberschiebung parallel verlaufender Sprung im Keuper legt noch jüngere Schichten an die Überschiebung und betont so die Tendenz eines Einsinkens der Schollen zur Verwerfung hin.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

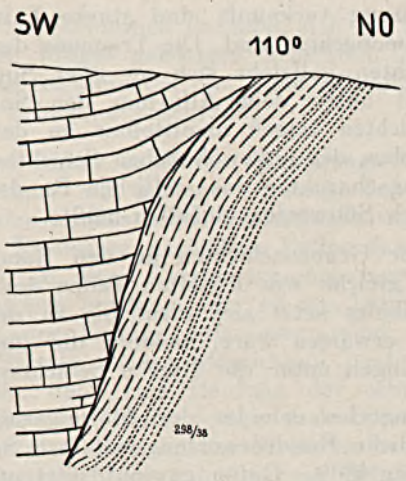


Abb. 17. Schurf an der Straße von Marisfeld nach Vachdorf
Höhe etwa $3^1/_2$ m

Quadersignatur = Mittlerer Muschelkalk
gestrichelt = rote Letten des Mittleren Keuper
gepunktet = grüne Letten des Mittleren Keuper

Ein Schurf am Guhligsberg bei Marisfeld läßt auch den Überschiebungscharakter des nördlichen Randsprunges erkennen (Abb. 18).

Der 30°—40° nach Nordosten fallende Schaumkalk überfährt hier gelbe Dolomite, die zum Unteren Keuper wie zum Mittleren Muschelkalk gehören können.

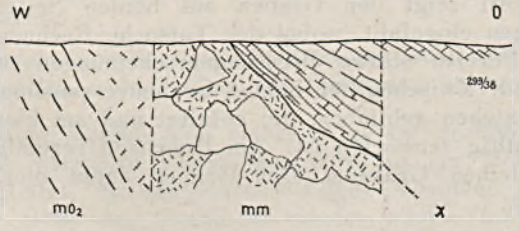


Abb. 18. Schurf auf dem Guhligsberg. Länge etwa 4 m

In jedem Fall sind sie jedoch jünger als der Schaumkalk, so daß der Überschiebungscharakter der Störung gewahrt bleibt. Über die Lagerung der Grabenschichten an der Überschiebung kann hier nichts ausgesagt werden. Jedoch zeigt ein Aufschluß im Dorfe Marisfeld an der Oberstädter Straße intensiv gefaltete Schichten des Unteren Keuper im Liegenden der Überschiebung. Neben der Faltung bestehen rechtsinnige Brüche. Der nördliche Randbruch, der südlich des Hehlig nach Nordosten fallend rechtsinnigen Charakter besitzt, wird im Fortstreichen gegen Südosten zur Überschiebung. Ein Profil durch die Störungszone bei Marisfeld zeigt einen zweiseitig über-

schobenen Graben (Profil 13). Die Überschiebung wiederum verwandelt sich am Guhligsberg in eine Flexur. Die letzten Andeutungen dieser Dislokation finden sich an der Straße von Oberstadt nach Themar. Die Schaumkalkschichten zeigen hier eine Faltung mit Schichtaufrichtung bis zu 80°.

Auch der südliche Hauptsprung verliert gegen Südosten an Sprunghöhe und wird dann von einer Querstörung abgeschnitten. Eine schwache Einmuldung der Schichten im Fortstreichen der Grabenzone ist noch im Profil am Holzkopf kenntlich (Taf. 62, Profil VI).

Östlich der Straße von Themar nach Oberstadt sind auch die letzten Spuren dieser schwachen Deformation verschwunden; die Schichten liegen horizontal.

In dem Maße, in dem die Intensität der Tektonik südöstlich von Marisfeld in dem eben besprochenen Störungsbereich abnimmt, beginnen im Südwesten in unmittelbarer Nachbarschaft Lagerungsstörungen aufzutreten, indem eine zunächst unbedeutende Schichtabsenkung an Flexuren anhebt. Weiter gegen Südosten werden die Flexuren zu Verwerfungen; wie in zahlreichen anderen Fällen leiten sich auch hier die Störungen aus Flexuren ab.

An der Gärtlesser Höhe beginnen sich am Südwestrande der neuen Depression eine Anzahl von Verwerfungen im Mittleren Muschelkalk herauszubilden, die das Grabenufer in einzelne schmale Schollen zerlegen. Diese Leistenschollen ragen in ihrer Gesamtheit horstartig gegenüber der nördlichen Grabenversenkung und der südlich benachbarten ungestörten Muschelkalkscholle auf (Taf. 62, Profil VI). Es bietet sich also bis zum Tachbachgrund im großen und ganzen das Bild einer relativ einfach gebauten Grabenversenkung, die von einer nun ungleich komplizierter gebauten Horstzone begleitet wird.

Der nördliche Grabensprung ist von der Straße von Marisfeld nach Themar bis in den Tachbachgrund zu verfolgen, wo er unmittelbar südlich des Dorfes Tachbach das Tal schneidet. Aus dem Verlauf der Verwerfung,



Abb. 19. Steinbruch an der Straße von Oberstadt nach Themar

Länge des Aufschlusses etwa 32 m

Mauersignatur = Mittlerer Muschelkalk
Mauersignatur schraffiert = Trochitenkalk

besonders dem starken südlichen Vorspringen im „Schwarzen Tal", ist das wohl mittelsteile Fallen nach Südwesten ersichtlich, das noch durch die Lagerungsverhältnisse an der Störung eine Bestätigung erfährt (Abb. 19).

Man erkennt eine Schuppung im Trochitenkalk an einer südwestlich fallenden Überschiebung. Die Mergelkalke des Mittleren Muschelkalks sind

stark gefaltet, und die wenig reaktionsfähigen Trochitenkalkbänke über den gefalteten Mergeln abgeschert. An die an sich rechtsinnig fallende Grabenrandverwerfung sind starke Pressungserscheinungen gebunden, wobei das Grabeninnere auf das Ufer bewegt erscheint.



Abb. 20. Nordostvergente Falten im Wellenkalk an der Straße von Oberstadt nach Themar. Länge des Aufschlusses etwa 6 m

Die Lagerung der Uferschichten an der Störung ist an der Wüstung Gärtles zu erkennen. Die Terebratelbank ist hier nach Nordosten überkippt; sie zeigt auch die herrschende Nordostvergenz an.

Der südliche Randbruch macht sich zuerst an der Eulskuppe bemerkbar und läuft dann durch den Gärtlesgrund bis zum Tachbach. Der Verlauf der Verwerfung am „großen Spielberg" deutet auf rechtsinniges nordöstliches Fallen. Die Lagerung der Schichten an der Störung und besonders die eindeutige Südwestvergenz in den Horstschollen schließen die Annahme eines südwestlichen Fallens der Randstörung und damit einer Überschiebung aus (Abb. 21).

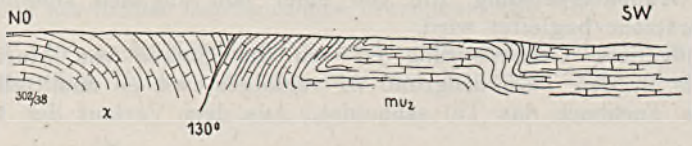


Abb. 21. Südwestvergente Faltung an der „Hohen Straße" Länge des Profils etwa 25 m

Die Aufschlüsse am Backtrog lassen eine Schleppung der Schichten erkennen, wie sie rechtsinnigen Störungen eigen ist. Pressungsformen sind nicht wie bei dem nördlichen Sprung direkt an den Grabenrand gebunden, sondern treten erst weiter südwestlich am eigentlichen Schollenrande, der Grenze zwischen dem Störungsbereich und der ruhig lagernden Tafelscholle auf.

Der Graben wird also von Brüchen eingefaßt, die nach der Tiefe konvergieren.

Das Grabeninnere ist einfach gebaut. Die Schichten sind muldenförmig gelagert, zeigen daneben aber eine großwellige Verbiegung, die im Gärtlesgrund zu beobachten ist. Gegen Südosten heben sich alle Schollen allmählich heraus. Die auftauchenden Wellenkalkschichten zeigen dabei eine weit lebhaftere Tektonik, allerdings ohne große Verwerfungsbeträge. Es besteht hier die Möglichkeit, daß die Bauformen im Marisfelder System im Horizont des Oberen Muschelkalks und des Keupers andere sind als im Wellenkalk. Zahlreiche, allerdings wenig bedeutende Verwerfungen würden sich im Ausgleichshorizont des Mittleren Muschelkalks verlieren.

Am südwestlichen Grabenrande werden die Schichten, die sich durch fast horizontale Lagerung auszeichnen, staffelförmig an rechtsinnigen Brüchen herausgehoben und vermitteln so zwischen dem Grabentiefsten und der aufragenden Scholle, die das weite Plateau des Hainberges bildet. Südlich der Hainbergscholle folgen drei besonders schmale Leistenschollen, die starke Einengung zeigen. Kleinfältelungen, Überschiebungen und Überkippungen nach Südwesten sind vielfach zu beobachten (Abb. 22).



Abb. 22. Gefaltete Terebratelbank an der Osterburg
Länge des Aufschlusses etwa 6 m

Die Intensität der Pressung nimmt gegen Südosten ständig zu.

In dem beschriebenen Abschnitt ist die schon früher betonte Wesensverschiedenheit der Tektonik, das Nebeneinander von Zerrungs- und Pressungsformen, die so verschiedene Bewegungsvorgänge voraussetzen, besonders augenfällig. In der Horstzone herrscht der Bauplan einer einfachen Bruchschollenlandschaft vor. Die Entstehung der schmalen Leistenschollen, die im Streichen oft beträchtliche Länge zeigen, ist nur durch die Wirkung zerrender Kräfte zu erklären, wie schon F. Lotze (1931) gezeigt hat. Daneben finden sich vornehmlich an den größeren Schollengrenzen typische Druckerscheinungen.

Die Bewegungen sind in diesem Abschnitt offenbar aus dem gestörten Bereich heraus gegen die pressenden Rahmenschollen gegangen.

Östlich des Tachbaches ist ein Teil der Störungen unter dem Alluvium des Werratals verschwunden. Ein Blick auf die Karte zeigt eine noch stärkere Zerstückelung des gestörten Bereiches. Die Heraushebung des Störungssystems gegen Südosten ist soweit gediehen, daß Keuper, Tonplatten und Trochitenkalk verschwunden sind, dafür aber Röt und Buntsandstein stärkeren Anteil am Aufbau des Gebietes nehmen. Den besten Einblick in die Lagerungsverhältnisse gewähren die Steilhänge des Singertals, besonders die der westlichen Talseite.

Das hier aufgenommene Profil zeigt deutlich die veränderten Verhältnisse in diesem Abschnitt (Profil 14).

Zwar besteht noch immer die Tendenz eines Absinkens der Schollen gegenüber dem nördlichen Ufer. Auch eine südlich angrenzende Horstscholle ist vorhanden, so daß zwischen beiden die Schichtpakete als grabenartig versenkt angesehen werden können. Völlig verändert ist aber die Struktur eben jener Grabenversenkung. Statt der Muldenform sehen wir einen Stufenbau mit einer Absenkung der Schollen gegen Südwesten, die bis auf zwei Ausnahmen regelmäßig treppenförmig sich vollzieht. Die Absenkung findet an einem Buntsandsteinhorst ihr Ende, der aber nicht mehr identisch mit

der Horstzone des Hainberges ist; vielmehr lehnt er sich, zum erstenmal im „Schwarzen Tal“ in Erscheinung tretend, im Nordosten an dieselbe an (Abb. 23).

Im Bachbett des „Schwarzen Tales“ und östlich des Tachbaches treten die obersten Schichten des Mittleren Buntsandsteins neben dem Röt zutage. Südwestlich folgen auf den Buntsandsteinhorst nochmals verworfene Muschelkalkschollen bis zum Talrand der Werra, deren Alluvionen eine weitere Beobachtung des gestörten Bereiches, namentlich der Grenzverhältnisse gegen die benachbarte Tafelscholle, unmöglich machen. Auf dem Südwestufer des Werratals stehen wir bereits im ungestörten Wellenkalk.

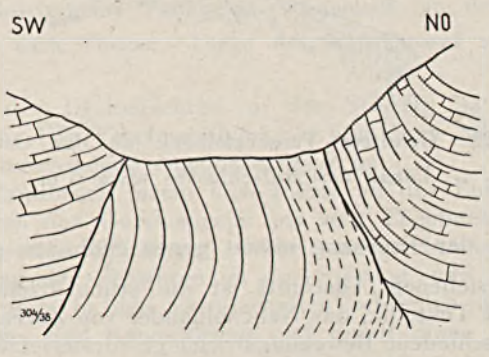


Abb. 23. Röthorst auf der Westseite des Tachberggrundes
Länge 10 m

Quadersignatur = Unterer Wellenkalk
einfache Linien = kalkige Übergangsschichten
gestrichelte Linien = bunte Tone des Röt

Mehr als sonst zeigt dieses Profil im Singertal den zwiespältigen Charakter der tektonischen Formen. Die zumeist durch rechtsinnige Brüche getrennten schmalen Schollen sind durch eine intensive Faltung oft erheblich eingeengt (Taf. 63, Fig. 1).

Die Falten erscheinen vorwiegend gegen Südwesten vergent. Völlig unerwartet ist auch hier das Abtauchen des Schaumkalkes an einer rechtsinnigen Störung. Es dürfte kaum möglich sein, diesem Bilde nur einen Deformationsvorgang mit einer einheitlichen und gleichgerichteten Kinematik zugrunde zu legen.

Südöstlich des Singertals verliert ein großer Teil der Verwerfungen mehr und mehr an Bedeutung, um im Ausgleichshorizont des Röts gänzlich zu verklingen.

Bemerkenswert ist eine Häufung antiherzynischer Störungen, die mit entsprechenden Brüchen am Kleinen Thüringer Wald bei Eichenberg in einer Zone liegen. An diesen Querbrüchen erleiden die herzynischen Dislokationen mancherlei Unterbrechung, so daß eine Parallelisierung der einzelnen Schollen westlich und östlich des Singertals recht schwierig ist.

Ein Profil an der Lengfelder Straße zeigt bereits wesentlich einfachere Verhältnisse (Profil 15).

Wiederzuerkennen ist die Horstzone, die östlich des Singertals gleichfalls eine Unterbrechung an Querbrüchen erfährt, alsbald aber, etwas gegen Südwesten versetzt, wieder aufgenommen wird. Die aufragende Scholle besteht im Oberflächenniveau jetzt aus Mittlerem Buntsandstein, der in mehreren Steinbrüchen bei Themar im Abbau steht. Die Buntsandsteinschichten sind großwellig verbogen. An der „schönen Aussicht" beobachtet man metergroße Harnische, deren Rutschstreifen, 50° streichend und 30° fallend, stärkere Horizontalbewegungen anzeigen, die zu der Einengung der Schichten in herzynischer Richtung führten. Untergeordnet treten 90° streichende Rutschstreifen auf, die nur 10° nach Osten fallen.

Im Südwesten grenzt der Buntsandsteinhorst mit einer Überschiebung gegen die Rötscholle des Werratals. Diese Überschiebung ist in der Tongrube der Ziegelei von Härter vorzüglich aufgeschlossen (Abb. 24).

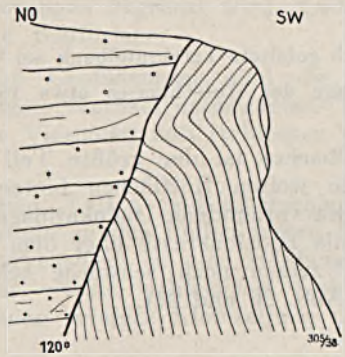


Abb. 24. Tongrube der Ziegelei von Härter. Mittlerer Buntsandstein auf Röt überschoben. Höhe des Aufschlusses etwa 2½ m

Zugleich gewinnt man hier ein Bild, in welcher Form sich ein Teil der Verwerfungen im Untersuchungsbereich entwickelt haben wird. In der Nordwestecke des Bruches liegt eine Überschiebung vor, wie es die Abbildung zeigt.

Die Rötschichten richten sich an der Überschiebung bis zur Senkrechten auf, sind teilweise sogar überkippt; 50 m weiter südöstlich tauchen im normalen Verband mit dem Röt die Schichten des Mittleren Buntsandsteins auf. Aus der Überschiebung ist eine steile, aber nicht überkippte Flexur geworden, die sich gegen Südosten ständig weiter ausglätten dürfte.

Außer den beiden tektonischen Elementen, einer besonders aufragenden und einer stärker versenkten Scholle (Profil 15), die wir beide schon vom Hainberg an verfolgen konnten, sind die anderen Verwerfungen hier im Ausgehenden der Störungszone bedeutungslos geworden.

In dem durch den Tachbach und den Weißbach begrenzten Abschnitt überwiegen Faltungsbilder mit Südwestvergenz.

Daneben findet sich aber auch Nordostvergenz, z. B. in der Überkippung der Terebratelbank am Eingang des Singertals (Profil 14).

Auf die Bedeutung erzgebirgischer Bruchelemente ist schon hingewiesen worden. Zu erwähnen sind hier noch drei gangförmige Basaltvorkommen, die an antiherzynische Spaltensysteme gebunden sind.

Daneben finden sich bei Themar starke Pressungsformen in erzgebirgischer Richtung, die in dieser Intensität sonst nirgends beobachtet werden konnten (Abb. 25).

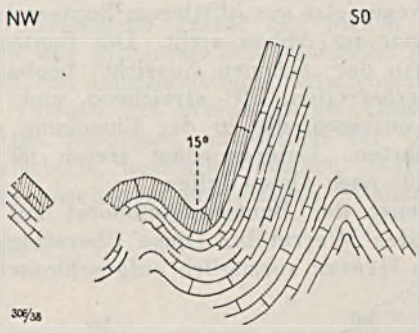


Abb. 25. Erzgebirgisch gefaltete Terebratelbank am Windberg bei Themar
Länge des Aufschlusses etwa 16 m

Südöstlich des Weißbaches ist der größte Teil der Verwerfungen nicht mehr wahrzunehmen. Die weiten Rötflächen bieten so gut wie gar keine Aufschlüsse, die noch etwa vorhandene Dislokationen erkennen ließen. Einige Muschelkalkkuppen, die als Erosionsreste über dem Röt in flacher Lagerung erhalten geblieben sind, zeigen noch schwache tektonische Beanspruchung, wie es zu erwarten ist (Abb. 26 und 27).

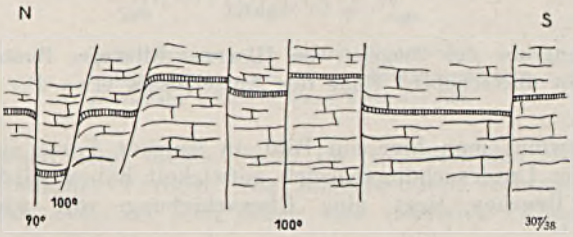


Abb. 26. Muschelkalksteinbruch am Ehrenberg. Nur in der Vertikalen maßstabsgetreu, nicht in der Länge des Aufschlusses
Höhe des Aufschlusses etwa 1 m

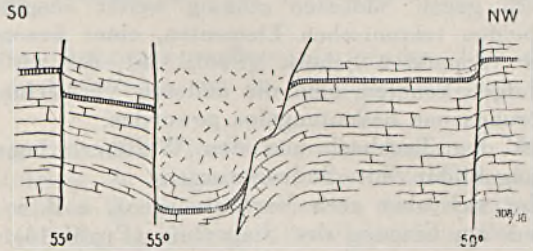


Abb. 27. Erzgebirgische Bruchtektonik am Neuberg
Länge des Aufschlusses etwa 3 m

Die kleintektonischen Verhältnisse stimmen hier mit denen der Kühndorfer Gegend weitgehend überein.

Pressungsformen treten ganz zurück. Die fast horizontal lagernden Schichten werden von rechtsinnigen Brüchen kleintektonischer Dimensionen in herzynischer und antiherzynischer Richtung durchzogen.

Zusammenfassung

Der lang aushaltende Störungszug des Marisfelder Systems hat im Vergleich zu den übrigen Dislokationen einen relativ breiten Raum betroffen.

Der Bauplan ist auf weite Erstreckung hin der gleiche, nämlich der einer flachen Mulde, die von Störungen begrenzt wird. Lediglich die beiden Endigungen zeigen abweichende Bauformen.

Trotz der einheitlichen Großstruktur sind die Einfallsrichtungen der Randstörungen einem häufigen Wechsel unterworfen. Das Marisfelder System lehnt sich damit eng an die Viernauer und Heßlesser Zone an, die die gleiche Erscheinung zeigen.

Starke Einengungsformen, Falten und Überschiebungen, beherrschen in weiten Teilen das Bild. Allein an den Enden treten Dehnungsformen stärker in den Vordergrund. Bemerkenswert ist eine Häufung erzgebirgischer Strukturen nördlich von Themar. Neben zahlreichen rechtsinnigen Brüchen verdient die in gleicher Richtung erfolgte Kleinfaltung der Wellenkalkschichten Beachtung.

6. Die Randstörungen des Thüringer Waldes

Von Bad Liebenstein bis nach Seligenthal vollzieht sich die Absenkung der Vorlandsschichten an zwei Störungen, die, 1,5 km voneinander entfernt, einen staffelförmigen Abbruch des Gebirges gegen Südwesten hervorrufen. An beide Bruchlinien sind nutzbare Lagerstätten geknüpft. Die zahlreichen, durch den Bergbau hervorgerufenen Aufschlüsse haben die Kenntnis von dem Bauplan des Thüringer—Wald-Randes in dieser Gegend stark erweitert. Besonders durch E. Böhne (1919, 1925 und 1926) haben die tektonischen Verhältnisse eine genaue Darstellung gefunden, so daß sich eine Einzeldarstellung dieser Störungszüge erübrigt. Es ist durch Grubenaufschlüsse bekannt, daß sowohl die südwestliche Störung mit den Erzvorkommen des Stahlbergs und der Mommel wie die nordöstliche mit dem Klinger Gangzug mittelsteile bis steile Überschiebungen mit nordöstlichem Fallen darstellen. Allein über die Fortsetzung der Klinger Spalte südöstlich des Trusetals bis nach Hohleborn sind nur wenige Angaben vorhanden, da es hier zu keiner Vererzung und damit auch zu keinem Grubenbau gekommen ist. Die Annahme E. Böhne's (1925), daß sich die Klinger Spalte südöstlich des Trusetals nördlich des Weinbergs fortsetze, um dann die Grenze zwischen Glimmerschiefer und Buntsandstein zu bilden, konnte durch zwei kleine Schürfe am Langenacker weiter bekräftigt werden. An beiden Stellen grenzt der Glimmerschiefer gegen den Buntsandstein mit einer Überschiebung (Abb. 28).

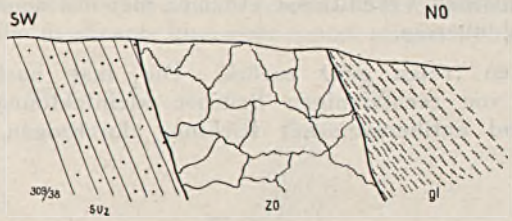


Abb. 28. Schurf am Langenacker. Länge etwa 4 m
Der Buntsandstein ist überkippt

Auf der Verwerfungsspalte finden sich wenig mächtige, stark verkieselte und vererzte Zechsteinlinsen, bei denen es sich vermutlich um Plattendolomit handelt.

Bemerkenswert ist die Lagerung der Schichten im gesunkenen Flügel. Die Schichten sind vor der Überschiebung gemuldet. Nirgends kippen die Schollenränder antithetisch zu den Überschiebungen ein.

Entlang den Überschiebungen treten zahlreiche erzführende Spalten und am Stahlberg im Hangenden der Überschiebung eine Grabenversenkung auf, die von rechtsinnigen Brüchen eingeschlossen wird (Taf. 62, Profil I).

Wir erkennen also zwei Dislokationstypen nebeneinander, solche der Einengung und solche der Ausweitung. E. Böhne (1925) sieht in der Einengung den primären und maßgebenden Bewegungsvorgang. Die Spalten und Grabenbildung sowie die folgende Vererzung seien nur als sekundäre Zutaten und mehr beiläufige Erscheinungen anzusehen. Die Überschiebungen hätten sich aus überkippten Flexuren entwickelt. Dabei sei es im überschobenen Sattelteil zu starken Zugspannungen und dann zur Ausbildung von Zerrspalten gekommen. Er muß hier die Frage offen lassen, wie die typischen Druckstörungen in dem an den Stahlberggraben südwestlich angrenzenden Horst entstanden sind, wo im allgemeinen Zugspannungen herrschen sollten.

Da ja das Nebeneinander von Zerrungs- und Pressungsformen eine überall auftretende Erscheinung im Untersuchungsgebiet ist, soll eine Deutung erst später im Gesamtrahmen erfolgen. Man darf wohl annehmen, daß die übereinstimmenden tektonischen Strukturen den Gesetzen eines mehr großräumigen Beanspruchungsplanes gehorchen werden.

Nördlich von Seligenthal trifft die Klinger Störung auf den nord—südlich gerichteten Zweig der Randverwerfung. Bei Floh vereinigt sich die Stahlbergstörung mit dieser Spalte. In welcher Form sich die Scharung vollzieht, ist wegen der mächtigen Talablagerungen nicht zu ermitteln.

Die Abbildung 29 zeigt den Überschiebungscharakter der Klinger Spalte südlich von Hohleborn. Wie an der Stahlbergstörung heben sich die überfahrenen Schichten mit der Annäherung an die Überschiebung heraus.

Auch für die nord—südlich streichende Randstörung zwischen Hohleborn und Asbach hat E. Böhne (1915) bereits Überschiebungscharakter nach-

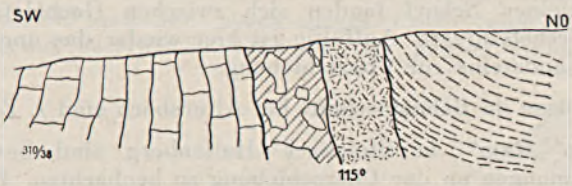


Abb. 29. Schurf an der Randüberschiebung bei Hohleborn
Länge etwa 15 m

Quadersignatur = Plattendolomit
unterbrochene Linien = Glimmerschiefer

gewiesen. Desgleichen liegen über den Grundgebirgsvorsprung von Schmalkalden spezielle Untersuchungen von E. Böhne (1915) vor, so daß einige Hinweise hier genügen. Der nord—südlich streichende Störungszweig biegt bei Asbach in die herzynische Richtung um und tritt so in das Grundgebirge ein, noch auf weite Erstreckung hier verfolgbar. Im Asbacher Tal am Hachelstein ergibt sich ein steiles Fallen der Verwerfung aus dem Geländeverlauf, so daß man im Grundgebirge kaum noch von einer Überschiebung sprechen kann.

Die von Steinbach—Hallenberg in herzynischer Richtung heranstreichende Randverwerfung springt südlich von Asbach vom Grundgebirge ab und tritt ins Vorland hinaus. Ob sich die Überschiebung in der Störung fortsetzt, die vom Pfaffental über den Hirtenberg nach Heßles zieht, wie E. Böhne (1915) es vermutet, ist nicht ohne weiteres zu entscheiden. Sie müßte in diesem Fall ihren tektonischen Charakter gewechselt haben, da der Störung am Hirtenberg, wie oben beschrieben, südwestliches Einfallen zukommen muß. Möglich wäre dieser Wechsel schon.

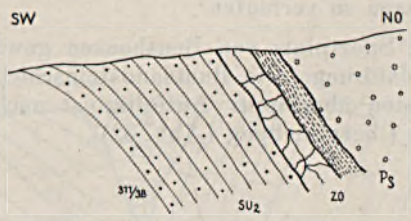


Abb. 30. Schurf an der Randüberschiebung am Ringberg
Länge etwa 5 m

Da die beiden verschieden streichenden Randverwerfungen nicht zum Schnitt kommen, vollzieht sich bei Asbach der Übergang vom Grundgebirge zum Buntsandstein durch das Auftreten einer Zechsteinbrücke völlig bruchlos. In mehreren Aufschlüssen ist das normale Auflager des Zechsteins auf dem Rotliegenden zu beobachten.

Die von Steinbach heranziehende Randverwerfung ist am Ringberg als Überschiebung aufgeschlossen (Abb. 30).

In einem kleinen Schurf fanden sich zwischen Hachelsteinporphyr und Buntsandstein Zechsteinreste. Auffällig ist hier wieder das ungewöhnliche Einfallen des Buntsandsteins zur Überschiebung.

Die Aufschlüsse im Bahneinschnitt bei Altersbach sind z. Z. wenig günstig.

Am „Roten Rain" in Steinbach—Hallenberg sind besonders starke Pressungserscheinungen an der Überschiebung zu beobachten. Etwa 200 Schritt südwestlich der Randstörung, die mit 60° nach Nordosten einfällt, beginnt eine intensive Spitzfaltung der Buntsandsteinschichten. Die Lagerung des Buntsandsteins an der Störung ist nicht so eindeutig, wie die älteren Profile es darstellen (Abb. 31).

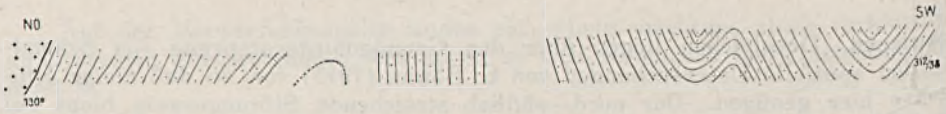


Abb. 31. Profil an der Randüberschiebung am „Roten Rain" in Steinbach-Hallenberg. Granit auf Buntsandstein überschoben. Länge des Profils etwa 280 m

Die nach Nordosten fallenden Schichten an der Überschiebung wurden stets mit dem Muldenflügel einer überkippten und zerrissenen Flexur in Verbindung gebracht. Der örtliche Befund läßt keine Entscheidung zu, ob der Buntsandstein an der Überschiebung überkippt ist, oder ob das nordöstliche Fallen normal ist. Überlegungen, die weiter unten angestellt werden sollen, sprechen für ein normales Eintauchen der Schichten zur Überschiebung.

Östlich von Steinbach—Hallenberg nimmt die Randstörung ein sehr steil herzynisches Streichen an, um dann von Bermbach an in fast nord—südlicher Richtung nach Benshausen zu verlaufen.

Ein Aufschluß am Sportplatz von Benshausen gewährt einen Einblick in die Tektonik der Randstörung. Die Buntsandsteinschichten sind gefaltet und stellenweise nach Westen überkippt. Auffällig ist auch hier das Eintauchen des Buntsandsteins zur Überschiebung (Abb. 32).

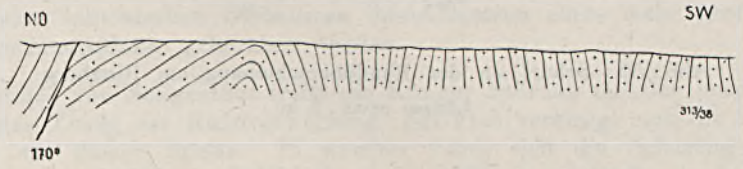


Abb. 32. Profil am Sportplatz Benshausen. Rotliegend auf Buntsandstein überschoben. Profillänge etwa 55 m

An der Randüberschiebung haben sich in der Nähe des Bahnhofs Benshausen zwei Zechsteinvorkommen erhalten. Das südliche gab Anlaß zu einem Steinbruchsbetrieb, der tektonisch interessante Verhältnisse offenbarte.

H. Platt (1915) hat diese Stelle bereits beschrieben, aber nicht zutreffend dargestellt (Abb. 33 und 34). Auch dieses Profil zeigt den zwiespältigen Charakter, der die herzynische Tektonik des ganzen Gebietes beherrscht.

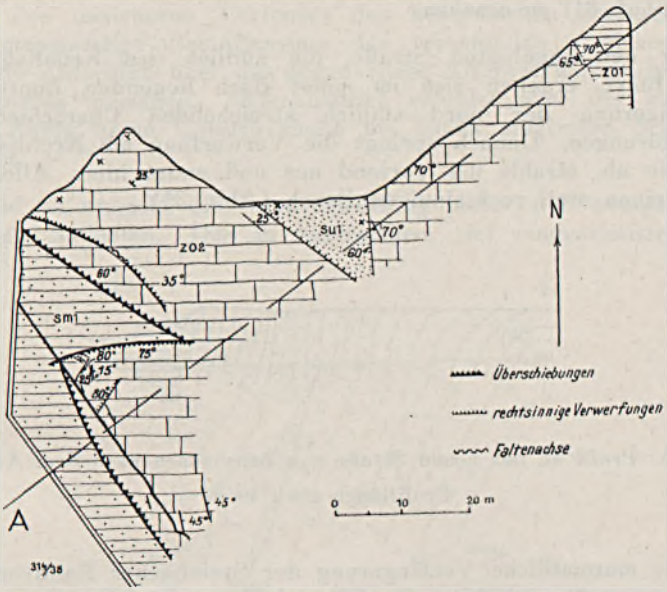


Abb. 33. Steinbruch südlich des Bahnhofs Benshausen

Sm1 = Hauptbuntsandstein
Su1 = Bröckelschiefer
Zo3 = Obere Zechsteinletten
Zo2 = Plattendolomit
Zo1 = Unt. Zechsteinletten

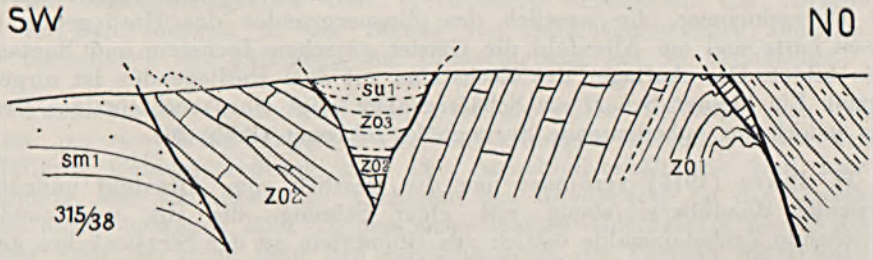


Abb. 34. Profil A (vgl. Abb. 33)

Faltungen und Überschiebungen bestehen neben rechtsinnigen Brüchen gleichen Streichens. Dazu gesellt sich hier eine Quertektonik, die die gleiche Uneinheitlichkeit der Strukturen aufweist. 135°, 50° und 80° streichende Rutschstreifen, die insgesamt flach einfallen, zeigen tangentiale Bewegungen in den verschiedensten Richtungen an, die wir bereits in den Überschiebungen (Abb. 33) erkannten.

Die ganze Zechsteinscholle wird an einem antiherzynischen Bruch abgeschnitten, über dessen Charakter sich nichts aussagen läßt.

Der Verlauf der nord—südlich streichenden Randüberschiebung ist aus der Karte (Taf. 61) zu ersehen.

An der neu angelegten Straße, die südlich des Kröhlisgrundes zum Aschenhof führt, ergeben sich im sonst flach liegenden Buntsandstein in der Verlängerung der nord—südlich streichenden Überschiebung starke Lagerungsstörungen. Danach springt die Verwerfung am Kröhlisgrunde vom Gebirgsrande ab, strahlt ins Vorland aus und endet hier. Allerdings zeigt das Profil einen steil rechtsinnigen Bruch (Abb. 35).

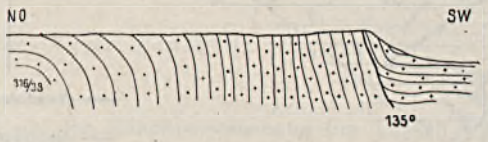


Abb. 35. Profil an der neuen Straße von Benshausen nach dem Aschenhof
Profillänge etwa 40 m

Wie die mutmaßliche Verlängerung der Steinbacher Randverwerfung bis nach Heßles, muß auch hier die Überschiebung Einfallsrichtung und Charakter geändert haben, eine Erscheinung, die, wie später gezeigt werden soll, durchaus auch mechanisch verständlich ist.

Der Verfolgung des von Suhl heranziehenden herzynisch gerichteten Randbruches bieten sich bei Benshausen große Schwierigkeiten. Ganz klar ist die Sachlage noch unweit nordwestlich von Altenfeld. Die verkieselten Zechsteinschollen im Buntsandstein sind hier Hinweise für ein Weiterstreichen der Überschiebung, die westlich des Zimmergrundes das Rotliegende verlassen hatte und am Altenfeld die Grenze zwischen Zechstein und Buntsandstein bildet. Das Auflager des Zechsteins auf dem Rotliegenden ist nirgends normal. Ein kleiner Schurf am Schäfergraben zeigt einen rechtsinnigen Bruch, dem jedoch nur unbedeutende Sprunghöhe zukommt (Abb. 36).

H. Platt (1915) verbindet nun die westlich vom Altenfeld undeutlich werdende Randüberschiebung mit einer Störung, die die nord—südlich streichende Zechsteinmulde östlich des Dölmerlein an der Straßenkehre gegen den Buntsandstein abschneidet. Diese Verwerfung, über deren Einfallen sich nichts aussagen läßt, tritt in das Rotliegende ein und stößt am Brunnental gegen die nord—südlich streichende Überschiebung. Gegen einen solchen Verlauf der Randstörung spricht die Tatsache, daß am Altenfeld der südwestliche Flügel, am Dölmerlein der Nordostflügel an der Verwerfung gesunken erscheint. In der Neukartierung ist eine andere Ansicht vertreten. Von Altenfeld zieht die Randüberschiebung in die Gegend des Kröhlisgrundes, schneidet hier den Zechsteinbogen auf seiner Südseite gegen höheren Unteren Buntsandstein ab und endet dann an dem nord—südlich streichenden Rand-

bruch unweit westlich der Teiche. Ob wir es mit einer Verwerfung zu tun haben oder ob sich mehrere nacheinander ablösen, ist nicht zu entscheiden. In der Karte (Taf. 61) ist die zweite Möglichkeit berücksichtigt.

Infolge des unsicheren Verlaufes des herzynischen Zweiges läßt sich über eine gegenseitige Beeinflussung der verschieden streichenden Randstörungen, die Aufschluß über das gegenseitige Altersverhältnis geben könnte, nichts Genaueres aussagen. Offensichtlich erleidet aber der nord—südlich streichende Zweig keine Unterbrechung bei einem möglichen Schnitt beider Verwerfungen.

Von Suhl an streicht die Randverwerfung mehr oder weniger steil herzynisch gegen Südosten. Das in zahlreichen, tief eingeschnittenen Tälern

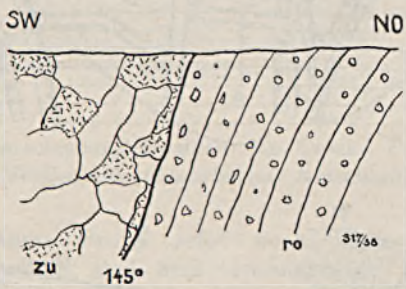


Abb. 36. Schurf am Schäfersgraben. Höhe etwa 1 m

deutliche Vorspringen der Störung gegen Nordosten gibt überall ihren Überschiebungscharakter zu erkennen.

Am Muschelkalkgraben vom Wettersberg nordöstlich von Hirschbach und im Buntsandstein an der Straße von Schleusingen nach Ilmenau ist das Einschieben der Schichten zur Überschiebung gut zu beobachten.

Westlich von Crock wird das steilherzynische Streichen von einem nahezu ost—westlichen abgelöst. Beide Richtungen schließen einen dritten auffälligen Gebirgsvorsprung ein. Die Aufschlußverhältnisse sind hier so ungünstig, daß sich über das Verhalten der Randbrüche an der Umschlagstelle nichts aussagen läßt. In dem benachbarten Muschelkalk der Wiedersbacher Zone ist keine Spur der möglicherweise ins Vorland ausstrahlenden Randbrüche zu erkennen. Falls die Verwerfungen in den Röt des Vorlandes eingetreten sein sollten, was nach dem Befund an den anderen Vorsprüngen möglich wäre, hätten sie in den mobilen Tonmassen bald ihren Ausgleich gefunden. Möglicherweise stellt die zwischen Mittlerem Buntsandstein und Röt verlaufende Verwerfung die Fortsetzung des ost—westlich streichenden Zweiges dar.

Nördlich von Crock treten an der Randverwerfung interessante Lagerungsstörungen auf (Abb. 37 und 38).

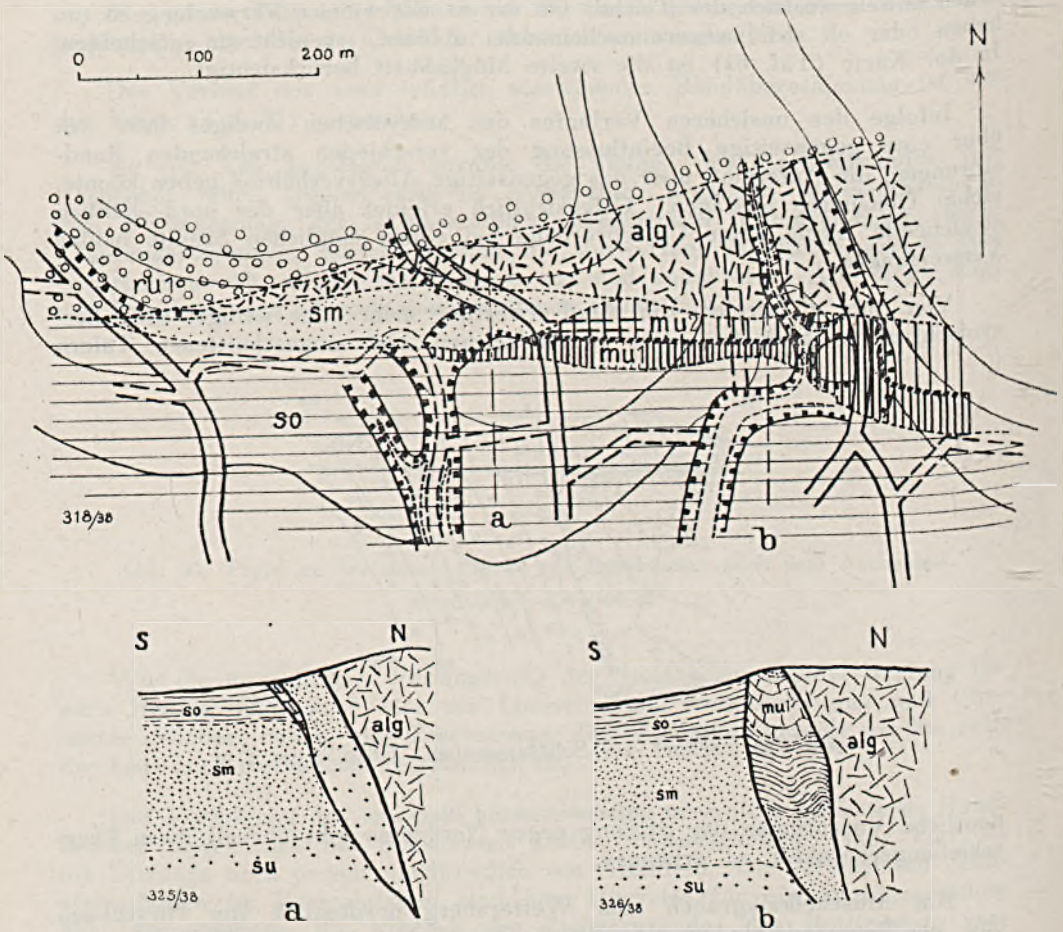


Abb. 37 u. 38. Kartenskizze und Profile der Randüberschiebung bei Crock.
Maßstab 1:6250

mu2 = Ob. Wellenkalk
mu1 = Unt. Wellenkalk
So = Röt
Sm = Hauptbuntsandstein
su = Unt. Buntsandstein
ru1 = Unterrotliegend
alg = Algonkium

Die Randstörung selbst ist am Weg, der zur Märbelmühle führt, in einem Steinbruch ganz prächtig aufgeschlossen (Abb. 39).

Auffällig ist die wenig intensive Beanspruchung des Wellenkalks, die nur für geringe seitliche Einengung dieses Bereiches spricht. Die Kleinfältelung ist teilweise nach Nordosten übergelegt. Es entsteht so das Bild einer kleinen Gegenvergenz.

Der Muschelkalk wird auch auf der Südwestseite von einer Verwerfung begrenzt, die im Märbelgrund als sehr steil nach Südwesten fallende Überschiebung aufgeschlossen ist (Abb. 38, Profil b).

Das Profil zeigt hier einen Muschelkalkgraben, der auf beiden Seiten von allerdings ungleichwertigen Überschiebungen begrenzt wird. Daß die südwestliche Muschelkalkgrenze als kleine Gegenüberschiebung hier ungewöhnlichen Charakter besitzt, zeigt das Verhalten der Verwerfung im Fortstreichen nach Nordwesten. In dem tiefen Riß, der vom Irmelsberg zum Dorf hinunter zieht, wurde die gleiche Störung in einem Schurf als rechtsinnig nach Nordosten fallend aufgeschlossen (Abb. 38, Profil a).

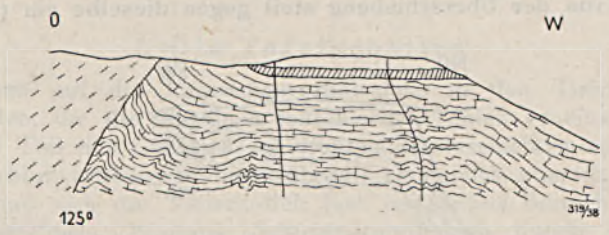


Abb. 39. Randüberschiebung nördlich von Crock. Paläozoische Schiefer auf Unteren Wellenkalk überschoben. Aufschlußlänge etwa 50 m

Das hier gezeichnete Profil zeigt noch weitere Lagerungsstörungen. Zwischen dem Muschelkalk und dem Grundgebirge schiebt sich eine Buntsandsteinscholle ein, die auf beiden Seiten von Überschiebungen begrenzt wird. Der Buntsandstein befindet sich, soweit es zu beobachten war, in schwacher Sattelstellung. Im Sommer 1935 waren nach Nordosten fallende kleintektonische Überschiebungen im Sandstein zu erkennen. Die Muschelkalkversenkung hat hier die Form eines Staffelgrabens, der von einer Überschiebung und einer rechtsinnigen Verwerfung eingeschlossen wird. Auf der Westseite des Märbelbaches findet sich ein zweiter Steinbruch im Wellenkalk (Abb. 40).



Abb. 40. Steinbruch auf der Westseite des Märbelbaches Länge etwa 20 m

Das kleintektonische Bild gibt uns hier eine Möglichkeit, das Auftreten einer Gegenüberschiebung zu erklären, wie sie gerade vorher von dieser Stelle beschrieben wurde. Die nach Nordosten fallenden Schichten werden von kleinen Verwerfungen durchzogen, die größtenteils den Charakter kleiner Gegenüberschiebungen besitzen. Der ganze Habitus dieser Störungen aber, insbesondere die Schleppung der Schichten, läßt klar erkennen, daß es sich ursprünglich um rechtsinnig angelegte, nordöstlich fallende Brüche gehandelt hat, die bei

der Kippung der Schichten gegen Nordosten mitgedreht, heute südwestliches Fallen zeigen. Ganz sicher haben sich auf den Gleitbahnen dieser Verwerfungen einengende Bewegungsvorgänge überhaupt nicht abgespielt.

Das bis zur horizontalen Schichtlagerung zurückgedrehte kleintektonische Bild spiegelt uns mit den zur Randverwerfung einsinkenden Staffeln den großtektonischen Vorgang wieder, der zur Bildung des Muschelkalkgrabens an der Randstörung führte.

Auf der Ostseite des Saargrundes bei Schirnrod ist noch einmal der Muschelkalk in nächster Nähe der Überschiebung aufgeschlossen. Die Schichten unmittelbar im Liegenden der Terebratelbank sind eng gefaltet und fallen wenige Meter von der Überschiebung steil gegen dieselbe ein (Abb. 41).

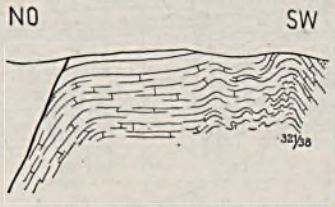


Abb. 41. Schematisches Bild der Randüberschiebung bei Schirnrod. Paläozoische Schiefer auf Wellenkalk überschoben. Profillänge etwa 24 m

Zusammenfassung

Die Randverwerfungen des Thüringer Waldes stellen in ihrem Verlauf von Bad Liebenstein bis nach Schirnrod überall Überschiebungen dar. Der für den Südwestrand charakteristische winklige Verlauf wird nur teilweise durch ein einfaches Umbiegen der Störungen aus der herzynischen in eine mehr oder weniger nord—südliche Richtung und wiederum in die herzynische hervorgerufen.

Zwei Bruchsysteme schließen die Gebirgsvorsprünge ein, die sich an den verschiedenen Zacken hinsichtlich ihres Verlaufes verschieden verhalten.

Bei Schmalkalden biegt der nord—südlich streichende Zweig in das Grundgebirge ein. Bei Benshausen tritt derselbe ins Vorland hinaus. Umgekehrt ist der herzynische Ast bei Schmalkalden im Vorlande weiter zu verfolgen, während er bei Benshausen wahrscheinlich an dem nord—südlich streichenden Zweige endet.

Am Eisfelder Vorsprung ergeben sich für eine Klärung der Verhältnisse zu wenig Anhaltspunkte.

Die Selbständigkeit beider Systeme kann man in zwei Fällen nur als eingeschränkt erachten, da die nord—südlich streichenden Überschiebungen bei Waldau und Bermbach in die herzynische Richtung eindrehen. Das zwanglose Umbiegen aus der einen Streichrichtung in die andere kann als Kriterium für die etwa gleichzeitige Entstehung beider Bruchsysteme gelten.

Für die Floher Störung ist es nicht eindeutig zu entscheiden, ob sie in die Klinger Spalte einbiegt, oder ob sie nördlich von Hohleborn ins Grundgebirge eintritt. Beachtet man aber die Scharung der Stahlbergstörung mit der Floher Randspalte und die alte Anlage der Floher Störung (E. Böhne,

1915), die wohl auch noch im Grundgebirge wirksam ist, so kommt man zu der Auffassung, daß die Klinger Spalte nicht die unmittelbare Fortsetzung der Floher Störung darstellt.

Weitgehende Übereinstimmung zeigen die Lagerungsverhältnisse im Liegenden der Überschiebungen am Rande des Thüringer Waldes und im Vorland.

Im Raum zwischen Schirnrod und Asbach herrscht das ungewöhnliche Eintauchen der Schollenränder zu den Überschiebungen vor. Von Asbach bis Liebenstein dagegen fehlt es. Am Stahlberg, bei Benshausen und bei Crock sind stärkere tektonische Komplikationen an der Randüberschiebung zu beobachten. Wie im Vorlande sind die Strukturen uneinheitlich.

7. Die Tafelschollen

Es soll nun auf die Lagerungsverhältnisse in den Tafelschollen eingegangen werden, die die einzelnen tektonischen Linien voneinander trennen. Da der größte Teil des Gebietes von Buntsandsteinschichten aufgebaut wird, sind die Aufschlußverhältnisse nicht überall sonderlich günstig. Es ist aber festzustellen, daß sich die Teilschollen fast im ganzen Bereich durch flache Lagerung auszeichnen. Stärkere Schichtverstellungen finden sich lediglich an den Schollengrenzen, wo sich die Bewegungen in erster Linie abgespielt haben. In der Umgegend von Schmalkalden gewähren zahlreiche Steinbrüche einen guten Einblick in die relativ einfachen Bauformen der Buntsandsteintafeln. Nach dem Befund in den Steinbrüchen durchziehen zahlreiche Verwerfungen meist kleintektonischen Ausmaßes das Gestein. Die folgende Skizze, als ein Beispiel von vielen, zeigt in schematischer Darstellung eine große Schar von Verwerfungen in einem Steinbruch in Schmalkalden (Abb. 42).

Es überwiegen in diesem Bruch, wie in allen anderen, die 130—150° streichenden Verwerfungen. Alle Brüche in herzynischer Richtung besitzen rechtsinnigen Charakter. Die in den Störungszonen dominierenden Einengungsformen fehlen vollständig, von einer großwelligen Verbiegung der Schollen abgesehen, die mancherorts im Wirkungsbereich der Randüberschiebung festzustellen ist.

Untergeordnet treten Brüche erzgebirgischen und ganz vereinzelt rheinischen Streichens auf.

In den gleichen Richtungen wie die Verwerfungen durchziehen Klüfte das Gestein, die sich in vielen Fällen als Trennungsfugen erwiesen haben.

Im Bereich der Buntsandsteinscholle, die von der Randüberschiebung und der Heßlesser Störung begrenzt wird, tauchen an mehreren Stellen, bisweilen von Oberem Zechstein begleitet, Glimmerschieferklippen auf. Es ist die Frage, ob und in welchem Maße die jüngere Tektonik an der Hochbewegung des alten Untergrundes beteiligt war. Schon E. Böhne (1925) hat sich mit diesen Vorkommen eingehend befaßt und auf ihre Anordnung in mehreren ost—westlich streichenden Zügen hingewiesen. Nach seiner Auffassung handelt es sich hier lediglich um alte Hochzonen, die z. T. noch am Ende der Zechsteinzeit aufragten, nicht aber um spätere tektonische Elemente. Ganz sicher haben die alten Aufragungen bestanden. Das beweist die Transgression verschiedener Zechsteinstufen, ja sogar noch des Unteren Buntsandsteins bei Reichenbach. Auffällig ist aber, daß die Grundgebirgskerne, wo es zu beobachten war, mit den Sattellinien der großwelligen Bunt-

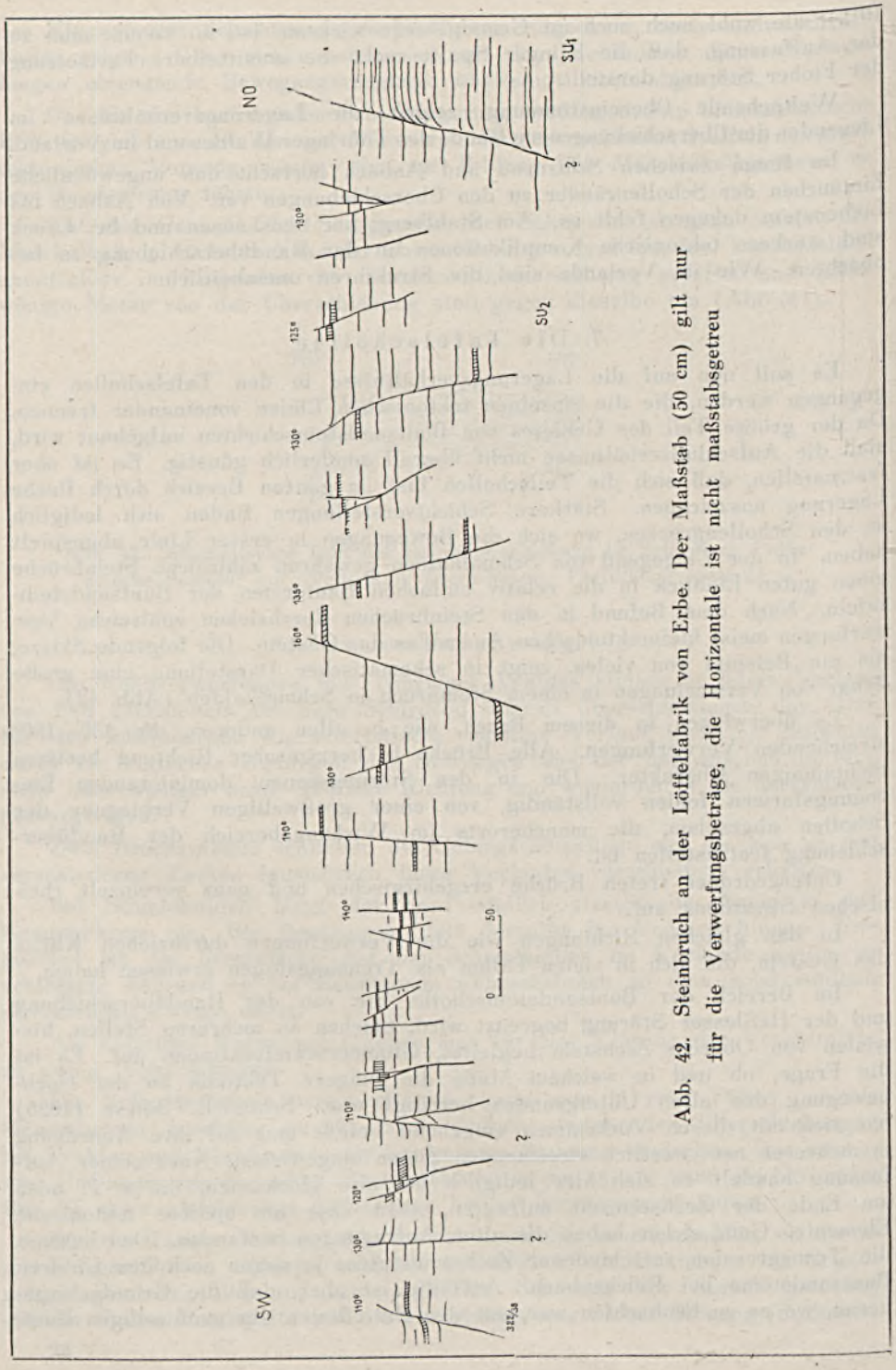


Abb. 42. Steinbruch an der Löffelfabrik von Erbe. Der Maßstab (50 cm) gilt nur für die Verwerfungsbeträge, die Horizontale ist nicht maßstabsgetreu

sandsteinfaltung im Wirkungsbereiche der Randüberschiebung zusammenfallen. Möglicherweise hat sich die Faltung den vorgezeichneten Untergrundsverhältnissen angeschmiegt, so daß das alte Relief posthum wieder aufleben konnte.

Weiter konnte die Grenze zwischen Glimmerschiefer und Zechsteindolomit bei Nüßles als steil nach Nordosten fallende rechtsinnige Verwerfung in einem Schurf aufgeschlossen werden; ein Befund, der uns anzeigt, daß sich auch später stärkere Bewegungen orogener Natur an diesen alten Schwellenzonen abgespielt haben.

Systematische Kluftaufnahmen wurden in der Scholle vorgenommen, die im Nordosten von der Randüberschiebung am Eisfelder Vorsprung und im Südwesten von der Wiedersbacher Zone begrenzt wird. Die Aufschlüsse im Muschelkalk ermöglichen hier eine größere Zahl von Kluftmessungen. Längs der Randüberschiebung bei Brattendorf und Merbelsrod besteht ein ausgesprochenes Maximum der eggischen Richtung von 140—175°, daneben ein zweites in der Richtung von 30—75°. Die herzynische Richtung von 90—140° tritt vollständig zurück.

Etwas anders ist die Verteilung der Klüfte längs des flachherzynisch streichenden Zweiges der Randüberschiebung bei Crock und Hirschendorf. Es überwiegt auch hier die eggische Richtung von 140—175°. Es besteht aber ein Nebenmaximum der Streichrichtungen von 80—110°, das die Richtung der Randüberschiebung auch im Kluftbild in Erscheinung treten läßt. Schließlich ist eine Häufung der Klüfte in erzgebirgischer Richtung zu erwähnen. Auffallend ist auch hier das Zurücktreten der 110—140°-Richtungen.

Klüfte in rheinischer Richtung sind nur selten zu beobachten.

Ganz deutlich prägt sich also in den Kluftrichtungen der Einfluß der großen tektonischen Linien aus.

Man muß sich die Klüfte wohl zum Hauptteil in den orogenen Phasen entstanden denken, räumlich und ursächlich verknüpft mit den sich entwickelnden Störungszonen.

III. Mechanismus der Störungen

1. Verhältnis von Zerrung und Pressung

In den vorangehenden Abschnitten wurde bereits des öfteren auf den Zwiespalt hingewiesen, der die herzynische Tektonik im ganzen Bereich beherrscht. Die in Gebieten vorwiegend flacher Schichtlagerung weit aushaltenden Störungszüge, die im Vergleich zur streichenden Länge einen nur schmalen Raum betroffen haben, und die an diesen Störungen versenkten jüngeren Schichtglieder (Profil 8, 10) sprechen dafür, daß in dem Gebiet einmal ausweitende tektonische Tendenzen geherrscht haben. Das bezeugen weiter zahlreiche rechtsinnige Brüche groß- und kleintektonischer Dimension in den Störungszonen, deren Selbständigkeit neben den Pressungsformen außer Frage steht (vgl. Abb. 4, 16). Die Zerlegung der Gesteine in schmale und schmalste Leistenschollen, wie sie für das Marisfelder System so charakteristisch ist, darf man wohl als typische Zerrungsform betrachten.

Sehr bemerkenswert ist weiter die Tatsache, daß die flachen Tafelschollen fast ausschließlich Zerrungsstrukturen aufweisen, während die Pressung in erster Linie auf die großtektonischen Schwächezonen beschränkt

ist. Faltung, Überschiebungen und Überkippungen bewirken hier eine bedeutende Raumverkürzung.

Die zwiespältige Tendenz der herzynischen Tektonik, die F. Lotze (1932) im Südteil des Göttinger Leinetalgrabens besonders betonte, wurde von weiteren Bearbeitern in großen Teilen Saxoniens nachgewiesen.

Bei gepreßten Zerrungsstrukturen setzt die Erscheinungsform überschobener Graben- und Spalteneinbrüche den Zerrungsvorgang mechanisch und zeitlich vor den Pressungsakt, da, um ein Beispiel anzuführen, am Christeser Stieg der Wellenkalk erst einmal in das Niveau des Unteren Buntsandsteins gelangen mußte, bevor er überschoben werden konnte. Verschiedene tektonische Tendenzen haben in zeitlicher Aufeinanderfolge verschiedenartige mechanische Verformungen geschaffen. Das räumliche Nebeneinander von Zerrungs- und Pressungsformen der gleichen Streichrichtung findet so eine Deutung in der zeitlichen Aufeinanderfolge dieser entgegengesetzt gerichteten Bewegungsvorgänge.

2. Vorgänge bei dem Zerrungsakt

Gewisse Lagerungsformen, besonders in den schmalen Grabenzonen, geben uns weiter einen Hinweis, daß die Störungszonen einen zusammengesetzten und komplizierten Entwicklungsgang genommen haben.

Ein großer Teil der Grabenstörungen besitzt heute Überschiebungscharakter. Dabei zeigen die Schichten im Liegenden der Überschiebungen eine unerwartete Fallrichtung, indem sie zur Überschiebung einkippen, im Hangenden dagegen sich herausheben. Diese Lagerung dürfte nur schwerlich eine Klärung finden, wenn man die Bildung der Störungen auf einen einheitlichen Pressungsakt zurückführt, dabei dem Dominieren der Einengungsformen in den Zonen Rechnung tragend. In diesem Fall würde sich die heutige Lagerung aus der ursprünglich horizontalen als Reaktion auf die Einengung ergeben haben. Aber weder die aus einem Sattel, einer Mulde, noch aus einer überkippten Flexur sich entwickelnde Überschiebung kann solche Schichtenlagerung hervorrufen. Viel näher liegt die Annahme, daß die einengenden Kräfte schon durch andere tektonische Tendenzen bestimmte Lagerungsformen vorfanden, die sich, im einzelnen wohl noch modifiziert, bis zum heutigen Tage erhalten haben.

Man muß sich danach diese zunächst schwer verständlichen Lagerungsformen in der Phase der Zugbeanspruchung entstanden denken. Wir werden also annehmen müssen, daß die Anlage und die ersten Entwicklungsphasen der Störungszonen in die Periode der Zugbeanspruchung fielen, die ein Auseinanderrücken der Schollen quer zur herzynischen Richtung bewirkte und die in herzynischer Richtung ausschließlich rechtsinnige Brüche schuf. Auf dieses Stadium wären die zahlreichen noch vorhandenen Zerrungsstrukturen im Gebiet zurückzuführen.

Vergleicht man das Bauschema der einzelnen Dislokationen miteinander, so ergeben sich gewisse Unterschiede, die auf eine differenzierte Beanspruchung bei der Entstehung der Störungszonen hinweisen. Ihre weitere Entwicklung und Ausgestaltung ist je nach der Entstehungsursache dann auch in etwas anderer Richtung erfolgt.

Die besprochenen tektonischen Linien lassen sich danach in zwei Gruppen einordnen.

Auf der einen Seite steht die Heßlesser, die Viernauer und die Wiedersbacher Zone, auf der anderen das Störungssystem des Kleinen Thüringer Waldes. Die Randstörungen des Thüringer Waldes und die Verwerfungen des Marisfelder Systems sind teils der einen, teils der anderen Gruppe zuzuordnen.

a) Die Anlage der Heßlesser, der Viernauer und der Wiedersbacher Zone

Schon ein Vergleich der Verwerfungsbeträge der einen Grabenabschnitt begrenzenden Randbrüche zeigt die unterschiedliche Bedeutung, die die beiden Sprünge für die Grabeneinsenkung besitzen. Die Verschiedenheit der Randverwerfungen in ihrer ersten Anlage ist aber nicht nur gradueller, sondern auch prinzipieller Art, wie wir noch sehen werden.

So besitzt im südöstlichen Abschnitt der Viernauer Zone der nordöstliche Grabensprung die größere Bedeutung, was schon aus dem Kartenbild hervorgeht, denn der südwestliche Bruch verklingt, wie schon erwähnt, bei Viernau, ohne daß sich dadurch das große Bild des Störungszuges maßgeblich ändert. Der aus einer Flexur hervorgehende, untergeordnete Grabensprung unterstützt lediglich die Tendenz eines Einsinkens der Schichten zu dem nordöstlichen Hauptsprung. Fast ausnahmslos zeigen die Schichten des gesunkenen Flügels an den Störungen dieser Gruppe ein „partiell antithetisches" Verhalten, wie es auch F. Lotze (1930) vom Westrande des Leinetalgrabens beschrieben hat. Nicht die ganze Scholle, sondern allein der Schollenrand ist antithetisch gegen die Verwerfung eingekippt. An der heute nach Nordosten fallenden Überschiebung zwischen Viernau und Breitenbach, die ursprünglich rechtsinnig nach Südwesten einfiel, rückten die Schollen um einen gewissen Betrag auseinander. An der Trennungsfuge sanken die Schichten des hangenden Schollenrandes ab und wirkten so der Bildung einer klaffenden Spalte entgegen. Die Einkippung des Schollenrandes ist also sekundärer Natur und wohl sicherlich in starkem Maße durch die Schwerkraft bedingt. Dabei ist der Ausweitungsbetrag in den einzelnen Zonen und wieder in einem Graben selbst verschieden groß gewesen. In den meisten Fällen blieb es bei einem flexurartigen Abtauchen der Schichten zu dem Hauptsprung. Lediglich in Teilen der Viernauer und der Heßlesser Zone kam es durch ein verstärktes Absinken zur Ausbildung eines sekundären Gegensprunges und damit zu einer eigentlichen Grabenbildung. Die Zerrungsbeträge konzentrierten sich vornehmlich auf die mittleren Abschnitte der Störungen, wo sich, wie am Christeser Stieg noch kleine Parallelspalten herausbildeten. An den streichenden Enden herrschte eine wenig intensive Zugbeanspruchung, da die Gräben hier in Halbgräben übergehen.

Neben den Horizontalbewegungen spielten sich schwache Vertikalverschiebungen an diesen Schollengrenzen ab. Die verhältnismäßig großen Verwerfungsbeträge, die starke Vertikalbewegungen vortäuschen, sind in erster Linie auf die sekundäre Kippung des gesunkenen Schollenrandes, dann aber auch auf die Aufbiegung des anderen Schollenrandes im Ablauf des zweiten Bewegungsganges zurückzuführen. Die Höhenlage der Schollen in ihrer Gesamtheit weicht nur unbedeutend voneinander ab. (Vgl. Taf. 62, Prof. I, II.)

Die Einfallsrichtung der primären Brüche ist dabei nicht einheitlich gewesen. Die Bruchschollenbildung trat im üblichen Sinne an Sprüngen ein,

die verschiedene Fallrichtung besaßen. Teils fielen sie, wie im Südostabschnitt der Viernauer oder im nordwestlichen Teil der Heßlesser Zone gegen Südwesten, im südöstlichen Abschnitt der Heßlesser dagegen oder in der Wiedersbacher Zone nach Nordosten, wie sich aus dem Vergleich der Schollenlage zu beiden Seiten der Verwerfung ergibt.

In einer Zone wechselte die Einfallsrichtung der Brüche, die sich nacheinander ablösen, oft mehrere Male. So bildete sich zwischen Viernau und Breitenbach der nordöstliche Randsprung als der primäre mit südwestlichem Fallen heraus. Bei Breitenbach geht er zu Ende. An seine Stelle tritt jetzt, etwas gegen Südwesten versetzt, der bis nach Möckers zu verfolgende südwestliche Grabenrandsprung mit nordöstlichem Fallen. Im Hangenden beider Sprünge sackten die Schichten mehr oder weniger nach. Streckenweise bildeten sich die sekundären Grabensprünge heraus, die sich direkt im Fortstreichen des endenden Primärsprunges entwickeln oder auch erneut aufsetzen können.

Ob sich das Aus- und Aufsetzen der Primärsprünge mit verschiedener Einfallsrichtung in den einzelnen Zonen nun an Querstörungen vollzieht, wie es in einem Fall bei der Heßlesser Störung zu beobachten ist, oder ob sie, natürlich verklingend, einander ablösen und so das große regionale Bild im Kleinen nachahmen, ist bei der petrographischen Eintönigkeit des Buntsandsteins zumeist nicht eindeutig zu entscheiden.

Über das Ausmaß der Schichtverstellungen an den Brüchen wie an den Flexuren bei jenem ersten Zerrungsvorgang läßt sich wenig sagen, da die folgende starke Einengung des Bereiches den Grad der Lagerungsstörungen bedeutend erhöht hat. Die von der Pressung im großen und ganzen nicht betroffenen Tafelschollen lassen an zahlreichen rechtsinnigen Verwerfungen wenig gestörte Lagerung erkennen. Man darf jedoch diese Verhältnisse nicht ohne weiteres auf die Schollengrenzen, als die eigentlichen Bewegungsbahnen, übertragen.

b) Das Störungssystem des Kleinen Thüringer Waldes

Wie die Störungslinie der ersten Gruppe besitzt auch die Zone des Kleinen Thüringer Waldes heute Überschiebungscharakter (vgl. Abb. 13 und Taf. 62, Profil IV).

Trotz dieses übereinstimmenden Zuges lassen die Lagerungsverhältnisse andere Entstehungsursachen erkennen. Die anders gearteten Verformungen sind auf eine andere Art der tektonischen Beanspruchung zurückzuführen und kräftigen weiter die Annahme, daß Pressungsvorgänge in den ersten Entwicklungsstadien keine Rolle gespielt und den tektonischen Typus nicht geprägt haben können.

Die mehr zusätzliche Einengung vermochte lediglich den äußersten Habitus der Störungslinien abzuwandeln und einander anzugleichen. Die Primärstruktur blieb gewahrt. Im Gegensatz zur ersten Gruppe werden die Schichten am Kleinen Thüringer Walde im Liegenden der Überschiebung mit der Annäherung an dieselbe ständig älter. Diese Verhältnisse stehen im Einklang mit dem Befund an den streichenden Enden der Überschiebungen, die eine Entwicklung aus Flexuren erkennen lassen. Ein weiterer Gegensatz zur ersten Gruppe besteht darin, daß Zerrungsstrukturen hier über kleintektonische Dimensionen nicht hinauswuchsen.

An der Zone des Kleinen Thüringer Waldes spielten sich neben einengenden fast ausschließlich vertikale Bewegungen ab, die diese Dislokation zu der bedeutendsten Absenkungslinie nach der Randstörung des Thüringer Waldes machten.

Die Absenkung erfolgte in den ersten Stadien an Flexuren. Wie weit diese oder eine etwa folgende Bruchbildung schon in der ersten Phase gediehen waren, läßt sich nicht mehr entscheiden. Unter Umständen ist die Flexur überhaupt erst bei dem Pressungsvorgang zerrissen.

c) Das Marisfelder System

Im Marisfelder System treten beide Störungstypen auf. Vertikale, daneben aber auch horizontal ausweitende Bewegungen prägten hier den tektonischen Typus. Je nach dem Vorherrschen der einen oder anderen Bewegungskomponente sind die charakteristischen Deformationen eingetreten. Man muß die zunächst herrschenden Zugspannungen für die primäre Grabenversenkung an zwei rechtsinnigen Sprüngen verantwortlich machen. Weiter zeigen die Bilder an der Marisfeld—Vachdorfer Straße (vgl. Abb. 17) und im Singertal (Taf. 63, Fig. 1) „partiell antithetisches" Verhalten der Schollenränder und sprechen so neben zahlreichen anderen Anzeichen für eine stärkere Zugbeanspruchung in diesem Bereiche.

d) Die Randstörungen des Thüringer Waldes

Die Untersuchungen haben die weitgehende Übereinstimmung der tektonischen Strukturen im Vorlande und am Gebirgsrande ergeben. Zweifellos sind am Thüringer Walde die Vertikalbewegungen sehr stark gewesen. Daneben bestehen aber Zerrungsstrukturen nicht nur kleintektonischen Ausmaßes.

Das bezeugen zunächst einmal die Grabenversenkungen, wie sie am Stahlberg und bei Crock (vgl. Abb. 38) zu beobachten sind.

Weiter beherrscht das „partiell antithetische" Verhalten auf weite Erstreckung die Lagerungsformen im Liegenden der Überschiebungen. Diese Erscheinung spricht gegen die Annahme, daß sich die Randüberschiebungen aus überkippten Flexuren entwickelt haben, wonach der Thüringer Wald lediglich Pressungs- und Aufpressungserscheinungen seine Entstehung verdankt. Die Bildung der Randüberschiebung aus einer überkippten Flexur, wie es, um ein Beispiel anzuführen, E. Böhne (1925) von der Stahlbergstörung beschreibt, fordert überkippte Lagerung der Schichten im Liegenden oder im Hangenden der Überschiebung.

Überkippungen sind aber nur in den seltensten Fällen zu beobachten. Die zur Überschiebung fallenden Schichten wurden dabei stets mit dem Muldenflügel einer überkippten Flexur in Verbindung gebracht, was an den meisten Stellen nicht zutreffend ist. Die Parallelisierung der zum Randbruch fallenden Schichten mit dem überkippten Muldenflügel einer Flexur fordert eine Vorbedingung, die am Thüringer Walde nicht erfüllt ist. Die oft recht flach zur Störung fallenden Schichten sind nur mit einer beträchtlich breiten Überkippungszone in Verbindung zu bringen, für die die Voraussetzung eines intensiven Horizontalschubes vollständig fehlt. In der Tat ist der Block des Thüringer Waldes nur verhältnismäßig schwach an das Vorland angepreßt worden.

Von Schirnrod im Südosten bis an den Schmalkalder Gebirgsvorsprung ist das „partiell antithetische" Verhalten der Vorlandschichten vielfach zu beobachten und wohl überall vorhanden. Dagegen lassen die Lagerungsverhältnisse an der Randüberschiebung zwischen Asbach und Bad Liebenstein eine Entwicklung der Störung aus einer Flexur erkennen, die heute noch nordwestlich von Liebenstein unversehrt den Übergang vom Gebirge zum Vorlande vermittelt. Nirgends ist hier das Einkippen der Schollenränder zu den Bruchlinien zu beobachten. Die Zerrung hat sich in diesem Raum vornehmlich auf das Vorland, die Viernauer und die Heßlesser Dislokation, konzentriert. Wahrscheinlich sind die Randflexuren bereits in der ersten Phase zerrissen. Die folgende Pressung bewirkte dann eine Umformung des vormals sicher sehr steil rechtsinnigen Bruches in eine steile Überschiebung durch eine verhältnismäßig geringe Verformung der Störungsfläche. Daß sich die Überschiebung auch hier nicht aus einer überkippten Flexur entwickelt haben kann, ist schon weiter oben betont worden.

Es sei noch auf eine Abnahme der tektonischen Intensität im Untersuchungsbereich von Nordwesten gegen Südosten hingewiesen. Auch nordwestlich von Liebenstein fehlen offensichtlich stärkere Zerrungsstrukturen am Gebirgsrande und im Vorlande völlig.

3. Vorgänge beim Pressungsakt

a) Die Lokalisierung der Pressungserscheinungen

Während die Zugbeanspruchung regional ziemlich gleichmäßig, allerdings in stark unterschiedlicher Intensität im ganzen Bereich gewirkt hat, sehen wir die Pressungsstrukturen in herzynischer Richtung vornehmlich an die großtektonischen Linien gebunden. Auch dieses selektive Angreifen der Pressungskräfte kann uns ein Hinweis für die zeitliche Aufeinanderfolge verschiedenartiger tektonischer Tendenzen sein. Denn in der Zerrungsphase mußten die Kräfte zunächst einmal in dem gesamten Bereich Schwächezonen suchen oder schaffen, dagegen fand die Pressungsbeanspruchung bereits Schollengrenzen vor, an denen sie sich besonders auswirkte. Hier wurden die Zerrungsformen weitgehend überprägt und verwischt, so daß nur in günstigen Fällen Reliktstrukturen aus der ersten Bewegungsphase erkennbar blieben.

Die Einengung hat lediglich die vorhandenen großtektonischen Linien weiter verformt, keineswegs aber neue Störungszonen geschaffen.

Wie die Zugbeanspruchung ist auch die seitliche Einengung im Südosten des Gebietes nur geringfügig gewesen. Der große Aufschluß am Gebirgsrande bei Crock (vgl. Abb. 39) zeigt eine nur schwache Anpressung der Thüringer Waldscholle an das Vorland. Die Druckspannungen reichten nicht einmal dazu aus, um die Terebratelbank in nächster Nähe der Überschiebung auch nur großwellig zu verbiegen.

Im Südostabschnitt der Wiedersbacher Zone erschöpfen sich die Pressungsphänomene in dem Vorhandensein der großtektonischen Überschiebung. Kleintektonische Überschiebungen, Abscherungen und Fältelungsbilder fehlen bis auf verschwindende Ausnahmen. Dieser Befund spricht weiter für eine Anlage der Bruchlinie vor der Einengungsperiode. Denn ginge die Wiedersbacher Zone mit dem Zechsteinvorkommen allein auf Pressungs- und Aufpressungsvorgänge zurück, dann bleibt es unerklärlich, warum der auf Ein-

engung so leicht reagierende Wellenkalk bei der Bildung der Überschiebung nicht zuerst durch Kleinfältelung reagiert hat. Im anderen Falle aber verbrauchten sich die schwachen einengenden Kräfte an einer Umformung der wohl ausgebildeten Schwächezone, die unkompensierte Zerrungsbeträge aufzuweisen hatte.

Bei einem Störungstypus fielen die Schichten des gesunkenen Flügels zumeist „partiell antithetisch" bereits in der Richtung der sich bildenden Überschiebungsbahn ein, boten also den Horizontalbewegungen den geringsten Widerstand. Überkippungen des überschobenen Schollenrandes sind aus diesem Grunde eine große Seltenheit und fast nur bei den Störungen zu finden, die sich aus Flexuren herleiten. Aus dem gleichen Grunde wurde die Möglichkeit der Entwicklung einer Kleinfältelung in den Grabenzonen von vornherein stark verringert. Bei einer angenommenen primären Einengung hätten die Schichten, ursprünglich horizontal lagernd, durch Kleinfältelung, Aufrichtung und Überkippung reagiert, da allein zur Tagesoberfläche Ausweichmöglichkeiten bestanden hätten.

b) Die Überschiebungsrichtungen

Der häufige Umschlag der Überschiebungsrichtung ist wohl einer der charakteristischsten Züge im tektonischen Bilde. Offenbar hat auch das Springen der Überschiebungen von der einen Grabenseite auf die andere darin seine Ursache, daß die auf Raumverkürzung zielenden Bewegungen sich eben vorzugsweise an den bereits gebildeten Verwerfungen abspielten. So springt die Überschiebung im südöstlichen Abschnitt der Viernauer Zone von der Nordostseite des Grabens bei Breitenbach auf die südwestliche, weil hier die primär angelegte Bewegungsbahn ihr Ende hatte.

Die Vergenz der Überschiebung zeigt sich nun von der Schollenlage abhängig, die durch die erste Bewegungsphase geschaffen wurde. Sie geht mit wenigen Ausnahmen gegen die gesunkene Scholle. Die Tendenz, die die Vertikalbewegungen der ersten Phase bestimmte, wurde beibehalten. Die Verwerfungsbeträge beider Entwicklungsstadien summieren sich zu den heute an den Störungslinien ablesbaren Werten. Der weiteren Ausgestaltung des tektonischen Reliefs, bei der neben horizontal einengenden vertikale Bewegungen mit einer bestimmten Tendenz eine Rolle spielten und die in der ersten Bewegungsphase vielleicht noch nicht das angestrebte Endziel erreichte, standen lediglich die Einfallsrichtungen der primären Bewegungsbahnen entgegen, die durch die Einengung umgeformt wurden.

Nur in den Abschnitten des Marisfelder Systems, in denen die horizontalen Schubbewegungen relativ grabenauswärts gegen die Ufer gingen, wurden die Bewegungsbahnen in ihrer ersten Anlage unmittelbar benutzt.

c) Das Altersverhältnis der Überschiebungsrichtungen

Man darf wohl bis zum Beweis des Gegenteils alle herzynisch streichenden Überschiebungen für gleichaltrig halten. Die herrschenden Druckspannungen lösten sich lediglich aus den angeführten Gründen in verschieden vergenten Überschiebungen aus. Jedoch besteht die Möglichkeit, am Steinkopf bei Heßles (vgl. Abb. 11) eine gewisse zeitliche Abfolge der verschieden gerichteten Einengungsvorgänge festzustellen.

Der Muschelkalk des Grabens erscheint hier an einer nach Südwesten fallenden rechtsinnigen Störung auf den Zechstein des Nordufers bewegt, wobei dieser nach Nordosten überkippt wurde.

Drei verschiedene Bewegungsvorgänge ergeben das heute vorliegende Bild. Zunächst mußte einmal der Muschelkalk grabenförmig versenkt werden. In der zweiten Phase trat der Zechstein am Nordufer zu Tage. Erst danach konnte der Muschelkalk den Zechstein überschieben und die vorher gebildete Überschiebung sozusagen überkippen.

Die nach Nordosten fallende Überschiebung muß in diesem Falle mechanisch älter sein als diejenige mit Nordostvergenz.

4. Einfluß des Salzes auf die Dislokationstypen

Für die Form des Dislokationsvorganges dürfen die mobilisierenden Einflüsse des Salzes nicht außer acht gelassen werden. Die hochmobilen Massen reagieren in starkem Maße auf tektonische Beanspruchung und beeinflussen besonders die hangenden Schichtpakete in ihren Bewegungen. Die Bewegungen im Grund- und Deckgebirge verlaufen disharmonisch. H. F. Klohn (1930) war der Ansicht, daß der Zechstein wie im Eichenberg—Gothaer Graben besondere Lagerungsformen in der Viernauer Zone geschaffen habe.

Es erhebt sich die Frage, ob im Untersuchungsbereich überhaupt nennenswerte Salzmächtigkeiten vorhanden waren, die einen Einfluß auf die Strukturen der Störungszonen ausüben konnten. Es steht fest, daß im Gebiet der Glimmerschieferinsel nördlich von Schmalkalden überhaupt keine Salze zur Ablagerung kamen, daß sogar örtlich einmal erst der Untere Buntsandstein transgrediert. Nun zeigen aber die tektonischen Linien nördlich von Schmalkalden die gleichen Bauformen wie z. B. die Viernauer oder Wiedersbacher Zone, bei denen mit gewissen Salzmächtigkeiten im Untergrunde zu rechnen ist. Die Salzmassen können also nicht den Typus der Lagerungsformen geschaffen haben, da man für gleiche Bauformen zunächst einmal gleiche Entstehungsbedingungen voraussetzen kann, die aber, was das Vorhandensein des Salzes im Untergrunde anlangt, nicht überall erfüllt sind.

Auch aus der normalen Lagerung des Zechsteins könnte man auf nur geringe Salzmächtigkeiten schließen, denn der Diapirismus setzt ja große Salzmächtigkeiten voraus. Dieser Schluß harmoniert auch durchaus mit dem paläogeographischen Bilde, das sich aus den Bohrungen ergibt. Der größte Teil des Untersuchungsgebietes gehört zu dem Raum eines flachen Salzbeckens, das sich östlich der Spessartschwelle ausdehnt (F. Lotze, 1936).

In der Einengungsperiode trat an vielen Stellen im Liegenden der überschiebenden Schollen der Zechstein zu Tage, ohne daß aus den eben angeführten Gründen ein Auftauchen im Sinne des Diapirismus gefolgert werden könnte, wie es aus dem Sontraer und dem Netraer Graben (H. Bosse, 1931) oder auch aus dem Eichenberg—Gothaer Graben (K. H. Klohn, 1930) beschrieben wurde. Im Liegenden des Oberen Zechsteins jedoch mögen disharmonische Bewegungen bisweilen eine Rolle gespielt haben. Mit Ausnahme des Grundgebirges am Kleinen Thüringer Walde treten nämlich als die ältesten Schichten die Unteren Letten an den Überschiebungen zu Tage.

Der Kleine Thüringer Wald bildet auch insofern eine Ausnahme, als der Zechstein, wie schon weiter oben erwähnt, dort weit größere Flächenräume einnimmt. Es könnte hier die Frage auftauchen, ob man in diesem andersartigen Auftreten einen grundsätzlichen Unterschied zu den übrigen mehr

bänderförmigen Vorkommen sehen soll. Sicherlich bewirkten am Kleinen Thüringer Walde verschiedene Faktoren (vgl. S. 795) eine stärkere Heraushebung des Zechsteins, der aber dort, wie in den anderen Zonen, durchaus im Verbande mit den ihn umgebenden Schichten bleibt.

Die Unterschiedlichkeit beider Vorkommen ist gradueller und nicht prinzipieller Art. Die Viernauer, die Heßlesser und die Wiedersbacher Zone sind, was die Heraushebung des Zechsteins betrifft, in einem früheren Entwicklungsstadium stehen geblieben. Sie konnten wohl auch das Stadium des Kleinen Thüringer Waldes nie erreichen, weil die Vorbedingungen, das glückliche Zusammenwirken verschiedener Momente, nicht erfüllt waren.

IV. Quertektonik und ihr Verhältnis zur herzynischen Tektonik

Im ganzen Untersuchungsbereich treten auch quer zu den herzynischen Elementen Lagerungsstörungen auf.

H. Proescholdt (1888) glaubte eine stärkere, über die Grenzen des Untersuchungsgebietes hinaus reichende Faltung in erzgebirgischer Richtung zu erkennen, die bereits vor der Bildung der herzynischen Strukturen angelegt worden sei. Die in seiner Arbeit gezeichneten stark überhöhten Profile müssen falsche Vorstellungen von der Intensität dieser Querverbiegung erwecken. Auch ist es nicht möglich, die an herzynischen Störungen versenkten Keuperschichten bei Marisfeld und am Dollmar in ihrer Höhenlage zu vergleichen, um dann aus der Höhendifferenz das Ausmaß einer Faltung zu ersehen, die älter als die herzynischen Strukturen sein soll.

Eine gewisse weitspannige Querverbiegung ist allerdings vorhanden. In nordwest—südöstlicher Richtung gelegte Profile ergeben aber maximale Fallwinkel der Schichten von nur 5^0—7^0. Es ist nicht möglich, etwas über den Charakter dieser Verbiegung auszusagen. Zug- wie Druckbeanspruchung können eine derartige Deformation hervorrufen. Nicht einmal der orogene Charakter dieser „Faltung" ist sicherzustellen, da derartige Verbiegungen ebenso gut epirogenetischen Undationen zugeschrieben werden können.

Sehr wahrscheinlich ist auch die Parallelisierung dieser weitspannigen Verbiegung mit lokal auftretenden intensiveren Pressungsformen in antiherzynischer Richtung, wie sie z. B. nördlich von Themar zu beobachten sind (vgl. Abb. 25).

Neben dieser Verbiegung sind weitere Querstrukturen vorhanden, die wie die herzynischen Dislokationen zwiespältigen Charakter besitzen. Klüfte, rechtsinnige Brüche (vgl. S. 783 f, S. 785), Überschiebungen (vgl. S. 813) und Fältelung bestehen nebeneinander.

Man könnte auf den Gedanken kommen, diese Strukturen sämtlich als zugeordnete Querelemente zu den herzynischen aufzufassen, derart, daß quer zu den Zugrissen in der ersten Phase die Einengungsformen entstanden und abhängig von den herzynischen Pressungsformen in senkrechter Richtung die rechtsinnigen Brüche aufrissen.

Ein großer Teil der einfachen Querbrüche ist sicher erst während der Einengung gebildet worden und als Querdehnungselement zu den herzynischen Einengungsstrukturen aufzufassen. Auch auf Blattverschiebungen während der horizontalen Einengung, wie es auf Seite 784 beschrieben wurde, wird ein Teil dieser Brüche zurückgehen.

Schwierig ist die Frage der Einordnung der intensiven Einengungsform erzgebirgischen Streichens. Es liegt zu wenig Beobachtungsmaterial vor. Die 50° streichende Faltung im Zechstein auf der Hohenlohe bei Viernau ist offenbar älter als die während der Einengung erfolgte Aufrichtung der Schichten, von der auch sie betroffen wurde. Die Querüberschiebung im Zechstein bei Benshausen (vgl. Abb. 33), die die herzynische Überschiebung verwirft, kann jünger oder älter als diese Überschiebung, muß aber mechanisch jünger als die erste wohl rechtsinnige Anlage dieser Überschiebung sein.

Die Faltung am Windberg bei Themar (vgl. Abb. 25) gewährt keinerlei Anhaltspunkte.

Die Gebundenheit der intensiveren Pressungsformen an die herzynischen Störungszüge macht ihre Entstehung aus einer lokalen Sonderbeanspruchung wahrscheinlich.

V. Regionaltektonische Zusammenhänge

Die Bautypen der einzelnen Zonen ließen Schlüsse auf die Art der tektonischen Beanspruchung und die Kinematik der Schollenbewegungen zu, die zu der verschiedenen Ausbildung der Dislokationen führten. Es zeigte sich, daß sich die Bewegungen mit verschieden gerichteten Komponenten auf jeweils verschiedene Zonen konzentrierten.

So spielten sich Bewegungen mit vorwiegenden Vertikalverschiebungen in erster Linie am Gebirgsrande sowie am Kleinen Thüringer Wald ab, das Bild einer Stufenlandschaft schaffend, die in drei Absätzen gegen Südwesten absinkt. Diese Bewegungen bestimmten vornehmlich die Verbreitung der Formationsglieder des Gebietes. Nur im Südosten wird das Prinzip durch das Einsinken einer Muschelkalkscholle am Gebirgsrande durchbrochen.

Die Zerrung konzentrierte sich auf die Randstörungen des Thüringer Waldes, dann aber auf die drei an die Gebirgsvorsprünge geknüpften tektonischen Linien, die somit insgesamt eine engere Zusammengehörigkeit bekunden.

Der auffälligste Zug im regionaltektonischen Bilde ist zweifellos die Ablösung der einzelnen tektonischen Linien. In dem Maße, in dem sich die eine verschwächt, verstärkt sich die nächste Bruchlinie. Deutlich lassen das die großen, den ganzen Bereich querenden Profile erkennen (Taf. 62).

Stets ist neben der eigentlichen Randverwerfung nur eine Zone im Vorlande bedeutend. Jeder Profilschnitt weist annähernd den gleichen tektonischen Wirkungsgrad auf. Diese Erscheinung kann uns ein Hinweis für die Gleichaltrigkeit der tektonischen Einheiten sein. Man gewinnt den Eindruck, daß in dem Gebiet, abgesehen von den Vertikalbewegungen, quer zum herzynischen Streichen eine Zugbeanspruchung herrschte, die in allen Teilen in annähernd gleicher Stärke wirkte und die einzelnen Trennungsfugen schuf.

Zwischen Schleusingen und Benshausen ist neben der Randspalte im Buntsandsteingebiet keine Störungszone vorhanden, die stärkere Ausweitung zeigt. Am Nordwestende der Wiedersbacher Zone übernimmt das Marisfelder System die Rolle des ersteren. Die Marisfelder Störungen verklingen dort, wo die Viernauer Dislokation bedeutend wird.

Die Anordnung der Grabenzonen im Gesamtbilde läßt erkennen, daß ihre fiederförmige Ablösung nicht unmittelbar als Reaktion auf Parallel-

bewegungen großer Schollen aufgefaßt zu werden braucht. Vielmehr hat sie zunächst in der Verknüpfung der Zonen mit dem Thüringer Walde ihre Ursache. Indem die Schollen des Thüringer Waldes im Fortstreichen nach Nordwesten ständig gegen Norden vorspringen, nehmen die Grabenzonen an dieser Verlagerung teil. Inwieweit aber dieses Verhalten des Thüringer Waldes aus Parallelbewegungen zu erklären ist, soll und kann hier nicht erörtert werden. Die am Südwestrande auftretenden Gebirgsvorsprünge zeichnen sich, wenn auch verschwächt, am Nordostrande ebenfalls nach.

Es ist auffällig, daß die Vorlandzonen, die oft beträchtliche Länge besitzen, streng die herzynische Streichrichtung wahren, die Randstörung dagegen einen so winkligen Verlauf nimmt. Denn während wir am Gebirgsrande ein Nebeneinander herzynischer und eggischer Elemente feststellen, fehlen ja eggische Strukturen großtektonischer Dimension im Vorlande vollständig. Diese Gesetzmäßigkeit, die sich eng mit dem Fragenkomplex nach der Entstehung der Grundgebirgsvorsprünge berührt, muß bei der Aufdeckung des Beanspruchungsplanes besonders berücksichtigt werden.

An der Entstehung der Vorlandzonen sind vertikale Parallel- und horizontale Auseinanderbewegungen in antiherzynischer Richtung beteiligt. Am Gebirgsrande dagegen erkennen wir rechtwinklig zueinander streichende Zerrungsstrukturen. Man könnte hier zwei Beanspruchungspläne konstruieren, die sich, zeitlich aufeinander folgend, überlagerten. Eine solche Konstruktion könnte aber nur wenig Wahrscheinlichkeit beanspruchen, da die Strukturen des einen Bewegungsvorganges eben im Vorlande gar nicht nachzuweisen wären. Man darf wohl annehmen, daß die von der Richtung des Gesamtkomplexes abtrünnigen, in nord—südlicher Richtung streichenden Brüche am Gebirgsrande aus einem Widerstreit alter Strukturen mit den Elementen der jüngeren, charakteristisch saxonischen Richtung resultieren. In den von den Gebirgszacken in das Vorland ausstrahlenden Gräben sucht sich die typisch saxonische Richtung wenigstens teilweise durchzusetzen.

Die Auslösung der quer zur herzynischen Richtung wirkenden Zugbeanspruchung wurde durch eine an den Grundgebirgszacken vorliegende Unstetigkeit in der Schollenfestigkeit in irgend einer Form beeinflußt. Bei Schmalkalden wird der Umschlag der Streichrichtung offenbar durch eine in der Rotliegendzeit angelegte nord — südlich verlaufende Spalte hervorgerufen, wie es schon E. Böhne (1915) vermutet.[2]) Weiter ist zu beachten, daß am Schmalkalder Vorsprung die nordost — südwestlich streichende Achse der Tambacher Mulde den südwestlichen Randbruch schneidet. Ein ähnlicher Zusammenhang ergibt sich am Eisfelder Vorsprung, wo sich die Achse des Schwarzburger Sattels mit den saxonischen Strukturen vergittert. Ganz sicher wurde die im Vergleich zu diesen Strukturen renegante herzynische Randverwerfung in den Schnittpunkten mit diesen großtektonischen Elementen in ihrem Verlauf beeinflußt und hier die Bereitschaft der herzynischen Strukturen, älter angelegten Konturen zu folgen, erhöht. Zumindest werden aus dem Widerstreit der herzynischen mit den erzgebirgischen Elementen, wie schon angedeutet, gewisse Mittelrichtungen resultieren.

2) Auch die herzynischen Strukturen folgen teilweise schon älter angelegten Elementen, was die in herzynischer Richtung streichenden gemischten Gänge in der Nachbarschaft der Klinger- und der Stahlbergstörung zeigen.

VI. Beanspruchungsplan

1. In der Zerrungsperiode

Wir haben, wie wir sahen, einen Zerrungs- und einen Pressungsvorgang zu unterscheiden, die zeitlich aufeinander gefolgt sein müssen. Entsprechend haben wir auch zwei Beanspruchungspläne zu trennen, die nacheinander das Gebiet beherrscht haben.

Der erste Beanspruchungsplan war gekennzeichnet durch eine Zugbeanspruchung, deren maximaler Vektor offenbar nordost — südwestlich gerichtet war, denn im Vorlande sehen wir ausschließlich herzynisch streichende Zerrungszonen entstehen. Abnorme Verhältnisse müssen indes an denjenigen Stellen bestanden haben, an denen heute das Grundgebirge des Thüringer Waldes bastionsartig gegen Südwesten vorspringt. Hier scheint sich im Zusammenhang mit dem Bau des variszischen Untergrundes eine gewisse Aufspaltung der maximalen Zugbeanspruchung vollzogen zu haben in dem Sinne, daß eine nord—südlich und eine ost—westlich gerichtete Teilkomponente „tektonisch aktiv" wurde, das heißt, sich in der Bildung von Dislokationszonen auswirkte. Jedenfalls ist es recht auffällig, daß an den Gebirgsvorsprüngen nicht einfach eine nord—südliche Störungsrichtung auftritt, die die herzynische Richtung versetzt, sondern daß sich mit dem Aufsetzen der nord—südlichen Richtung auch die herzynische in eine ost—westliche verändert, wodurch zwei zueinander senkrechte Dislokationen entstehen. Die Resultante beider Richtungen ist ja die herzynische.

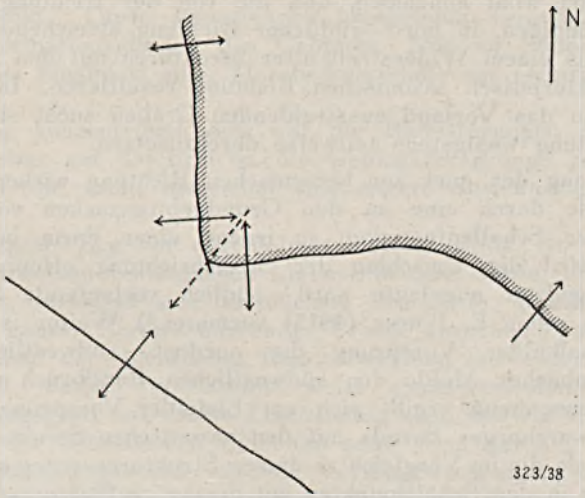


Abb. 43. Das Beanspruchungsschema in der Zerrungsperiode

2. In der Pressungsperiode.

Die Beanspruchung im Pressungsakt ist gekennzeichnet durch eine Druckbeanspruchung, die einen im großen und ganzen ähnlichen Plan aufwies. Im Vorlande, mit seinem einheitlichen Bau, wirkten die maximalen Druckspannungen offenbar in antiherzynischer Richtung, standen also senkrecht zu den

im vorausgehenden Zerrungsakt erzeugten Strukturen. Die Gräben wurden infolgedessen zusammengeschoben; es bildeten sich die komplizierten Lagerungsformen heraus, die wir heute beobachten.

Wiederum anders verhalten sich die Gebirgsvorsprünge, die sich im Zerrungsakt gebildet hatten. Die entstandenen Strukturen bewirkten eine Aufspaltung der Hauptdruckbeanspruchung in ost—westlich und nord—südlich gerichtete aktive Komponenten, die also jeweils senkrecht zu den Zerrungsstrukturen gerichtet waren.

Es scheint dabei durchaus der Gesamteffekt der Pressung, zumindest in weiten Teilen des Gebietes, größer zu sein, als derjenige der Zerrung.

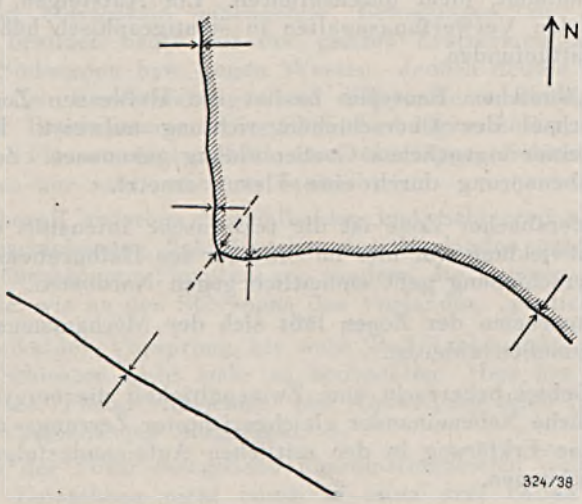


Abb. 44. Das Beanspruchungsschema in der Pressungsperiode

VII. Zeitlichkeit der tektonischen Vorgänge

Über das Alter der Störungszonen ließen sich keine neuen Beobachtungen machen. E. Philippi (1910) hat auf das sicher präoligozäne Alter der Störungen hingewiesen. Eine genauere Einordnung der Bewegungsvorgänge in eine oder mehrere Phasen der saxonischen Gebirgsbildung ist nicht möglich, da nachtriadische Sedimente vollständig fehlen.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit den tektonischen Verhältnissen am Südwestrande des Thüringer Waldes zwischen Bad Liebenstein und Eisfeld.

Im Bauschema der Dislokationen ergeben sich gewisse Unterschiede, die eine Gruppierung der Zonen ermöglichen.

Auf der einen Seite stehen die drei an die Gebirgsvorsprünge geknüpften Störungslinien, auf der anderen das Störungssystem des Kleinen Thüringer Waldes. Die Randbrüche des Thüringer Waldes und die Verwerfungen der Marisfelder Mulde gehören teils der einen, teils der anderen Gruppe an.

Die Viernauer Zone stellt einen Graben und streckenweise einen Halbgraben dar, der wechselseitig von Nordosten und von Südwesten überschoben wird.

Beide Grabenrandstörungen fallen in der gleichen Richtung ein. Somit besitzt die eine Überschiebungs- und die andere Zerrungscharakter.

Die Grabenschichten sind nicht muldenförmig gelagert, sondern fallen, abgesehen von lokalen Faltungserscheinungen, wie die Randbrüche ein.

Ein Vergleich der Viernauer Zone mit den niederhessischen Gräben oder der Eichenberg—Gothaer Störungszone ist, was die tektonische Situation des Zechsteins anlangt, nicht durchzuführen. Ein Aufsteigen mobiler Zechsteinmassen auf den Verwerfungsspalten in stratigraphisch höhere Horizonte hat hier nicht stattgefunden.

Einen sehr ähnlichen Bautypus besitzt die Heßlesser Zone, die einen dreimaligen Wechsel der Überschiebungsrichtung aufweist. In geringerem Maße ist es zu einer eigentlichen Grabenbildung gekommen. Zumeist ist der rechtsinnige Grabensprung durch eine Flexur ersetzt.

In der Wiedersbacher Zone ist die tektonische Intensität am geringsten gewesen. Die Entwicklung war hier im Stadium des Halbgrabens beendet. Die Vergenz der Überschiebung geht einheitlich gegen Nordosten.

Aus dem Bauschema der Zonen läßt sich der Mechanismus der Grabenbildung folgendermaßen ableiten.

Im ganzen Gebiet beherrscht eine Zwiespältigkeit die herzynischen Strukturen. Das räumliche Nebeneinander gleichgerichteter Zerrungs- und Pressungsformen findet eine Erklärung in der zeitlichen Aufeinanderfolge verschiedenartiger Beanspruchungen.

Die Schichtabsenkung in den drei Grabenzonen läßt sich in erster Linie auf eine primäre Zugbeanspruchung mit nordöstlich und südwestlich gerichteten Hauptspannungen zurückführen.

Die Schollen des gesunkenen Flügels zeigen ein „partiell antithetisches" Verhalten, indem allein die Schollenränder gegen die zuerst rechtsinnigen Verwerfungen antithetisch einkippen. Dieses Einkippen erfolgte teils an Flexuren in den Halbgräben, teils an sekundären Sprüngen, die zur eigentlichen Grabenbildung führten.

Die Bauform der Kleinen Thüringer Wald-Störung läßt sich auf eine Flexur zurückführen. „Partiell antithetisches" Verhalten der Schollen ist nicht zu beobachten, vielmehr heben sich die Schichten des gesunkenen Flügels flexurartig an den Störungen heraus. Vornehmlich vertikale und horizontal einengende Bewegungen haben sich hier abgespielt. Zerrungsstrukturen treten vollständig zurück.

Im Marisfelder System lassen sich zahlreiche Störungen auf Flexuren zurückführen. Daneben beherrscht aber auch „partiell antithetisches" Verhalten die Schollen an den Verwerfungen.

Die folgende Einengung konzentrierte sich besonders auf die bereits vorgezeichneten Schwächezonen. Bedeutende neue Bruchlinien hat sie nicht geschaffen. An den Trennungsfugen der einzelnen Schollen wurde die

ältere Dehnung weitgehend kompensiert und ihre Formen überprägt, so daß nur in günstigen Fällen „Reliktstrukturen" der ersten Verformung erhalten blieben.

Die innere Struktur der Teilschollen wurde durch die Einengung kaum beeinflußt. Zerrungsbilder sind hier überall nachweisbar.

Im Kleinen Thüringer Walde ist die Vergenz einheitlich gegen Südwesten gerichtet, im Marisfelder System dagegen einem häufigen Wechsel unterworfen.

An den Randstörungen des Thüringer Waldes sind vertikale, horizontale ausweitende und horizontale einengende Bewegungen zu erkennen. Die Randstörungen besitzen heute auf der ganzen Erstreckung Überschiebungstendenz gegen Südwesten bzw. gegen Westen. Jedoch deuten die Lagerungsverhältnisse an den Überschiebungen auf differenzierte Bewegungen bei der Ausbildung der Bruchsysteme. Die Überschiebungen haben sich nicht aus überkippten Flexuren entwickelt; denn überkippte Schichtfolgen sind an den Randbrüchen nur sehr selten zu beobachten.

Die fast überall zwischen Schmalkalden und Schirnrod unter die Überschiebungen einschiebenden Schichtserien des Vorlandes gehören nicht den Muldenflügeln überkippter Flexuren an, sondern die Schollen verhalten sich am Gebirgsrande, wie an den Störungen des Vorlandes, „partiell antithetisch".

Vom Schmalkalder Vorsprung bis nach Bad Liebenstein ist ein solches Verhalten der Schichten nicht mehr zu beobachten. Hier hat sich die Überschiebung aus einer Flexur entwickelt. Die Ausweitung blieb in diesem Raum allein auf die Vorlandzonen beschränkt.

Die drei in der Form weitgehend übereinstimmenden Gebirgsvorsprünge verdanken ihre Entstehung nicht einem in allen drei Fällen gleichmäßigen Verhalten der beiden Störungsrichtungen. Die eggisch und die flach herzynisch streichenden Brüche an den Gebirgszacken, die im Vorlande fehlen, haben Mittelrichtungen, die bei dem Zusammentreffen der jüngeren herzynischen mit den alten erzgebirgischen Elementen resultieren.

Die fiederförmige Anordnung der Grabenzonen im Vorlande ist nicht als echte Fiederung aufzufassen, sondern mit dem Springen der Randverwerfung gegen Norden verlagern sich die Vorlandzonen im gleichen Sinne.

Die regionalen Zusammenhänge und die Übereinstimmung der Bauformen sprechen für eine gleichzeitige Entstehung der Störungslinien am Thüringer Walde und im Vorland. Alle tektonischen Linien lassen sich aus einem Kraftfeld herleiten, in dem vertikale Schubbeanspruchung und eine Zugbeanspruchung in nordost—südwestlicher Richtung herrschte.

Die Quertektonik ist wenig bedeutend. Sie zeigt die gleiche Zwiespältigkeit der tektonischen Formen wie die Dislokationen in herzynischer Richtung.

Die Kluftrichtungen zeigen sich von den jeweils benachbarten großtektonischen Linien abhängig.

Die im Untergrunde nur teilweise abgelagerten Salzmassen können die im ganzen Bereich überaus gleichmäßigen Bauformen der Dislokationen nicht wesentlich beeinflußt haben.

Schriften

Böhne, E.: Das Randgebiet des Thüringer Waldes bei Schmalkalden und Steinbach-Hallenberg. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1915, **36**, I, S. 1—173. Berlin 1916.

— : Die Eisenerzlagerstätten der Klinger Spalte zwischen Trusegrund und Thüringer Tal am Südwestrand des Thüringer Waldes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1919, **40**, II, S. 71—128. Berlin 1922.

— : Die Eisenerzlagerstätten des Stahlbergs bei Schmalkalden am Südwestrand des Thüringer Waldes. — Arch. Lagerstättenforsch., **31**, 75 S. Berlin 1925.

— : Die metasomatischen Eisenerzlagerstätten am Südwestrand des Thüringer Waldes und ihre Verknüpfung mit Eisen-Manganerzgängen im Gebirgshorst. — Z. prakt. Geol., **34**, S. 113—120, 134—138. 1926.

Bosse, H.: Tektonische Untersuchungen an niederhessischen Grabenzonen südlich des Unterwerrasattels. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **128**, S. 1—37. Berlin 1931.

Bücking, H.: Gebirgsstörungen und Erosionserscheinungen südwestlich vom Thüringer Walde. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1880, S. 60—105. Berlin 1881.

— : Gebirgsstörungen südwestlich vom Thüringer Wald und ihre Beziehungen zu den Eisenerzlagerstätten des Stahlberges und der Mommel. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1882, S. 33—43. Berlin 1883.

— : Die Zechsteinformation bei Schmalkalden. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1882, S. 29—32. Berlin 1883.

— : Gebirgsstörungen südwestlich vom Thüringer Wald. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1884, S. 546—555. Berlin 1885.

— : Gebirgsstörungen südwestlich vom Thüringer Wald. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1886, S. 40—43. Berlin 1887.

Frantzen, W.: Die Störungen in der Umgebung des Großen Dollmars bei Meiningen. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1880, S. 106—136. Berlin 1881.

v. Fritsch, K.: Allgemeine Geologie. — Stuttgart 1888.

Klohn, K.-H.: Der Eichenberg-Gothaer Graben unter vergleichender Betrachtung der Viernauer Dislokationszone südlich Schmalkalden. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **116**, S. 113—162. Berlin 1930.

Lotze, F.: Der Westrand des Leinetalgrabens zwischen Hardegsen und Moringen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **116**, S. 195—232. Berlin 1930.

— : Das Falkenhagener Störungssystem. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **128**, S. 38—128. Berlin 1931.

— : Der Südteil des Göttinger Leinetalgrabens und der Eichenberg-Gothaer Grabenknoten. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **139**, S. 5—48. Berlin 1932.

— : Salzabscheidung und Tektonik. — Stille-Festschrift, S. 347—378. F. Enke, Stuttgart 1936.

Mentzel, H.: Die Lagerstätten der Stahlberger und Klinger Störung im Thüringer Wald. — Z. prakt. Geol., Jg. 1898, S. 273—278. Berlin 1898.

Philippi, E.: Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. — Z. deutsch. geol. Ges., **62**, S. 305—404. Berlin 1911.

Platt, H.: Das Randgebiet des Thüringer Waldes bei Benshausen. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1915, **36**, II, S. 175—225. Berlin 1917.

Proescholdt, H.: Die Marisfelder Mulde und der Feldstein bei Themar. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1882, S. 190—218. Berlin 1883.

— : Die Zechsteinformation am Kleinen Thüringer Wald bei Bischofsrod. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1886, S. 165—169. Berlin 1887.

— : Über gewisse nicht herzynische Störungen am Südwestrand des Thüringer Waldes. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1887, S. 332—348. Berlin 1888.

v. Seidlitz, W.: Die Vergitterung tektonischer Achsen im Bauplan Thüringens. — Beitr. Geol. Thüringen, **1**, H. 1, S. 1—15. Jena 1925.

— : Der geologische Bau des Thüringer Waldes. — Beitr. Geol. Thüringen, **1**, H. 6, S. 30—35. Jena 1928.

— : Die Bedeutung nord—südlich gerichteter Störungen für die Tektonik des westlichen Thüringer Waldes. — Cbl. Min. usw., Jg. 1928, B, S. 401 bis 408. Stuttgart 1928.

Stille, H.: Das Aufsteigen des Salzgebirges. — Z. prakt. Geol., **19**, S. 91—99. Berlin 1911.

— : Die Faltung des deutschen Bodens und des Salzgebirges. — Kali, **5**, S. 341—348, 365—373. Halle a. S. 1911.

— : Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. — Geol. Rdsch., **8**, S. 89—142. Berlin 1918.

— : Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — Borntraeger, Berlin 1924.

— : Das Einsetzen der „saxonischen" Richtungen im westdeutschen Jungpaläozoikum. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **116**, S. 38—74. Berlin 1930.

Tornow, M.: Die Geologie des Kleinen Thüringer Waldes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1907, **28**, S. 587—638. Berlin 1910.

Zimmermann, E.: Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. — Schrift. Ver. Sachsen-Meiningsche Gesch. u. Landesk., H. 43. Hildburghausen 1902.

Erläuterung zur geologischen Specialkarte von Preußen. Lfg. 30, Bl. Eisfeld. Bearb. v. H. Loretz. Berlin 1885.

Lfg. 37, Bl. Meiningen. Bearb. v. W. Frantzen; Bl. Wasungen. Bearb. v. H. Bücking & W. Frantzen. Berlin 1889.

Lfg. 56, Bl. Themar u. Hildburghausen, Bearb. v. H. Proescholdt. Berlin 1892.

Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Lfg. 64, Bl. Suhl und Schleusingen. Bearb. v. F. Beyschlag, K. v. Fritsch, R. Scheibe & E. Zimmermann. Berlin 1908.

Lfg. 129, Bl. Schmalkalden. Bearb. v. H. Bücking. Berlin 1906.

Liefg. 183, Bl. Ruhla. Bearb. v. E. W. Weiss †, R. Scheibe † & E. Zimmermann. Berlin 1930.

Bl. Tambach. Bearb. v. H. Bücking & R. Scheibe, erl. v. B. Kühn. Berlin 1920.

Bl. Mehlis. Bearb. v. R. Scheibe, erl. v. B. Kühn. Berlin 1920.

Urschrift eingegangen am 26. Januar 1938

Druckauftrag erteilt am 30. Dezember 1938

II. Sitzungsberichte

Ernst Fulda:

Erschließung von Kupferschieferlagerstätten in Mitteldeutschland

Deutschland hat jährlich einen Kupferbedarf von etwa 250 000 t und erzeugt nur 30 000 t Kupfer aus eigenen Erzen. Die Erschließung weiterer Kupfererzlagerstätten ist daher erwünscht und auch im Jahre 1934, also ein Jahr nach der Machtergreifung des Führers, in Angriff genommen worden. Damals wurde die Studiengesellschaft Deutscher Kupferbergbau G. m. b. H. in Eisleben gegründet, die inzwischen an drei Stellen Untersuchungen durch Bergbau und in verschiedenen Arbeitsgebieten zusammen 112 Bohrungen ausgeführt hat. Weitere Untersuchungen sind noch im Gange. In den Arbeitsgebieten am Südrande des Harzes (Steigerthal, Rottleberode, Breitungen, Agnesdorf, Sangerhausen), am Bottendorfer Höhenzug und bei Gollwitz wurde trotz vereinzelter günstiger Ergebnisse festgestellt, daß keine genügend ausgedehnte abbauwürdige Lagerstätte vorhanden ist. Bei Sangerhausen sind die Arbeiten noch nicht beendet. Weitere Bohrungen bei Biendorf in Anhalt und bei Alvensleben im Bezirk Magdeburg sind noch nicht abgeschlossen.

Bemerkenswerte Erfolge wurden im Richelsdorfer Gebirge (nordwestlich von Eisenach) erzielt. Bisher wurde durch Bohrungen und Grubenbaue eine bauwürdige Fläche von etwa 20 qkm Ausdehnung festgestellt. Die endgültige Abgrenzung dieser Fläche durch weitere Bohrungen kann eine noch wesentlich größere Verbreitung der erzreichen Zone ergeben. Zum Vergleich sei mitgeteilt, daß beim Mansfelder Bergbau jährlich 1,5 qkm Fläche abgebaut wird, und daß dies für eine Erzeugung von 24 000 t Kupfer ausreicht. Die erste Ausbaustufe des Richelsdorfer Bergbaus sieht eine Erzeugung von 2000 t Kupfer im Jahre vor.

Berlin, den 21. Januar 1938

Gerhard Mempel:

Das Auftreten von Blei-Zink-Erzen im Ruhrkarbon

Das Auftreten von Blei- und Zinkerzen im Karbon des Ruhrgebietes ist seit langen Jahren bekannt, ohne daß ihnen aber früher besondere Aufmerksamkeit geschenkt wurde. In den meisten Fällen wurden zufällig auf Klüften und Verwerfungen dünne Schnüre oder Nester mit Blei-Zink-Erzen oder Schwefelkies gefunden. Größere Gangmächtigkeiten wurden erst in neuerer Zeit auf den Zechen „Auguste Viktoria" und „Christian Levin" angetroffen. An Erzen und Gangarten sind bisher bekannt geworden: Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit, Markasit, Kupferkies, Millerit; Quarz, Kalkspat, Siderit, Dolomitspat, Schwerspat. Bei einer Betrachtung der Lage der Erzvorkommen zu den tektonischen und stratigraphischen Einheiten des Ruhrbezirkes ergibt sich, daß die meisten Erzvorkommen auf dem Nordflügel von Sattelzonen liegen und zwar da, wo letztere von mehr oder weniger erheblichen Verwerfungen gekreuzt werden. Träger der Vererzung sind fast immer mächtigere Sandsteinzonen (vorwiegend die bei Flöz Sonnenschein), besonders wenn sie sich im Liegenden der Querstörungen befinden.

In der Mineralfüllung lassen sich zwei Hauptgenerationen unterscheiden, von denen die ältere (ZnS — PbS — FeS_2 — $CuFeS_2$, Quarz — Kalkspat) sicher aszendenten Thermallösungen entstammt, die nach dem ersten Aufreißen der Spalten (im Perm) aufstiegen und die Erze absetzten. Nach Ablagerung der Kreide rissen manche Spalten zum zweitenmal auf, und es kam zum Absatz der zweiten Hauptgeneration (Schwerspat mit Spuren von PbS und FeS_2). Dabei fand häufig ein dem früheren entgegengesetzter Verwurf statt. Angaben über Erzfüllungen in Kreidestörungen haben sich nicht bestätigt.

Das bisher größte Vorkommen auf „Auguste Viktoria" hat die Gestalt einer mächtigen, mit 60—65° nach W einfallenden Linse, die sich ganz unvermittelt auftut. Die Lagerstätte ist heute auf drei Sohlen für den Abbau vorgerichtet, die Untersuchungen werden nach der Tiefe zu fortgesetzt.

Berlin, den 21. Januar 1938

Hans-Rudolf von Gaertner:

Die Migmatitbildung und ihre Bedeutung für die Geologie

In diesem Vortrag, der mehr referierend die Literatur über die Migmatitfrage im weitesten Sinne darstellen sollte, brachte ich ein Beispiel aus dem Oberpfälzer Wald, das in dieser Form noch nicht dargestellt worden ist. In der Umrandung des großen Falkenberger Granitmassivs treffen wir weithin auf jene Gesteine, die unter dem Namen „Redwitzit" zusammengefaßt werden. Es ist in neuerer Zeit mehrfach betont worden, daß es sich hierbei um Gesteine gemischter — magmatischer und sedimentärer — Herkunft handelt, die man kurz als Migmatite bezeichnet. Ohne hier näher auf die Entstehung dieser Gesteine im einzelnen einzugehen, die im Rahmen dieser Veröffentlichung nicht behandelt werden kann, möchte ich kurz auf die großen Unterschiede in dem Verhalten der Redwitzite zu ihrer Umgebung hinweisen.

An der Grenze von Blatt Wunsiedel zu Blatt Waldsassen stoßen die Gesteine an eine nur wenig veränderte Phyllitserie. Sie umgeben sich hier mit einem ganz normalen Kontakthof. In größerer Entfernung vom Redwitzit sind die Phyllite von Querbiotiten durchsproßt; näher heran beginnen Andalusite und in ihrer Begleitung Staurolithe sich zu bilden, und schließlich erscheinen Sillimanite und Feldspäte. Das ganze Verhalten der Redwitzite ist von dem eines normalen Tiefengesteins nicht verschieden. Diese Verhältnisse sind besonders gut in der Klamm des Röslau-Tales westlich von Elisenfels aufgeschlossen und zu verfolgen.

Entsprechend dieser Wirkung ist auch der „Redwitzit" in seinem Habitus durchaus „granodioritisch". Er ist ein völlig massiges Gestein mit — wenigstens makroskopisch — richtungslos körnigem Verhalten; als Beispiel hierfür mag der große Steinbruch westlich von Röthenbach dienen. Das dunkle Gestein wird von dem Falkenberger Granit durchblutet, dessen große Feldspäte eine deutlich fluidale Anordnung erkennen lassen und damit darauf hinweisen, daß das Gestein früher wirklich geflossen ist.

Wurm hat in den Erläuterungen zu Blatt Wunsiedel (S. 17) einige solcher Grenzen vorzüglich abgebildet.

Gänzlich anders ist nun das Verhalten des „Redwitzites" in der Gegend von Tirschenreuth. Hier trifft man in mehr oder weniger großen Vorkommen auf „Redwitzite" von sehr grober Beschaffenheit, die eine so deutliche Beziehung zum Falkenberger Granit wie die Vorkommen von Marktredwitz vermissen lassen.

Wo einmal diese Gesteine, vor allen Dingen mit ihren Grenzen zum Nebengestein, besser aufgeschlossen sind, wie das in dem neuen Steinbruch westlich von Höfen (nördlich von Tirschenreuth) der Fall ist, sieht man, daß sich die massigen Vorkommen wie langgesteckte „Öltropfen" in die parallel geschichteten „Gneise" einschalten. Die Grenzen sind meist unklar, doch lassen sich auch andere Kontakte finden, an denen man einen deut-

licheren Bestandes- und Gefügeunterschied zwischen „Redwitzit“ und Nebengestein zu erkennen glaubt. Es scheint so, als ob man hier die Entstehung dieser Gesteine an Ort und Stelle verfolgen kann, wobei es hier und da zu regelrechten Aufschmelzungen und zur Bildung von massigem Gefüge kam, während an anderen Stellen nur eine mehr oder weniger deutliche Durchsprossung unter Abbildung des alten Parallelgefüges der Gneise zustande kam.

So wie wir aus diesen Überlegungen auf eine höhere Temperatur der Umgebung schließen müssen, so können wir dies auch aus dem Mineralbestand. Man trifft nur jene allbekannten Sillimanit- und Cordieritgneise des Bayerischen Waldes.

Zwischen diese Gesteine und die nur kontaktmetamorph veränderten Phyllite des nördlichen Gebietes schalten sich jene groben Andalusit-Glimmerhornfelse ein, die als Tillenglimmerschiefer in der Literatur bekannt sind. Vor der Bildung der Andalusite, die sich auch auf zahlreichen Quarzfeldspatlinsen im Gestein ausgeschieden haben, waren in dem Gestein unter Bewegung Granate aufgesproßt, so daß wir uns hier schon vor der Migmatitbildung in einem höher metamorphen Gebiet befanden.

Wir sehen also, wie in diesem Gebiet sich einmal der „Redwitzit“ wie ein typischer Migmatit verhält, ein andermal aber als Tiefengestein mit normalen Kontakten auftritt. Man könnte diese Verhältnisse — wenn man die Dinge deutlicher ausdrücken will, als sie zunächst zu beweisen sind — dahin beschreiben, daß wir bei Tirschenreuth den Bildungsort der Migmatite sehen, die in höhere, weniger heiße Regionen aufstiegen und sich dort wie ein normales, diskordant durchbrechendes Tiefengestein verhielten.

Berlin, den 28. Januar 1938

Armin Graupner:

Der Naumburger Graben in Hessen

Zwischen dem untertauchenden Ostrand der Rheinischen Masse und dem Vulkangebiet des Habichtswaldes in Niederhessen zieht sich in etwa N—S-Richtung eine Zerrungszone hin, die durch Gräben ausgezeichnet ist. Zu diesem Grabensystem gehört auch ein bei Fritzlar beginnender Graben, der sich über Naumburg in Hessen weiter nach Norden erstreckt und in den Volkmarser Liasgraben übergeht. Der Naumburger Graben ist in Hauptbuntsandstein (sm1) eingebrochen, an den Rändern ist stellenweise noch Bausandstein (sm2) erhalten. In seiner Mitte wird er von einer Aufsattelung durchzogen, die wieder den sm_1 an die Oberfläche bringt. Sonst besteht die Grabenfüllung aus Röt und Muschelkalk aller Stufen. Die Ränder des Grabens sind keine einheitlichen Linien, sondern Bündel von Störungen, die meist in NNW-Richtung streichen, d. h. in der von Martini so bezeichneten eggischen Richtung. Doch treten auch Randstücke mit reinem S—N Streichen auf. Die Breite des Grabens beträgt bei Naumburg 1,5 km. Er tritt morphologisch als kaum wellige Ebene zwischen dem waldbestandenen Hochplateau der Buntsandsteinflächen deutlich heraus.

Parallel zu dem östlichen Grabenrand streicht eine Spalte, die zahlreichen Basalten als Aufstiegsweg gedient hat, während auf dem Grabenrand selbst keine Basalte sitzen.

Die Grabenfüllung besteht aus einem Mosaik von Muschelkalkschichten, die generell nach der Mitte einfallen mit sehr flachen Winkeln, in sich aber wieder stark verschuppt und nachträglich noch schwach gepreßt sind. Diese Pressung, durch eine Spezialfältelung der weichen Schichten ausgedrückt, kann mit dem Einbruch gleichzeitig erfolgt sein. Über das Alter dieser Zerrungs- und Pressungsphasen wissen wir noch nichts.

Stratigraphisch bieten die Schichten wenig Neues. Das Profil gleicht durchaus dem schon bekannten niederhessischen, nur die *Spiriferina*-Bank konnte nicht gefunden werden. Auffallend sind bis 4,5 cm lange Gerölle in der Terebratelzone. Auch die Fossilführung stimmt mit den nördlicheren Gebieten überein. Der Hauptbuntsandstein der Grabenränder führt stellenweise *Avicula*.

Im Trochitenkalk finden wir zwei Ausbildungen: eine grobspätige mit großen Stielgliedern und eine feinzuckerkörnige mit sehr wenigen Trochiten. Diese scheint an die Nähe von Störungen gebunden zu sein.

Im Innern des Grabens verhindert eine bis über 2 m mächtige Lößdecke die Verfolgung der einzelnen Horizonte. Durch diese nur bruchstückweise Kenntnis läßt sich die Einzeltektonik nur schwer entwirren.

Im Graben und auf seinen Rändern liegen vereinzelte Vorkommen von Tertiär, die aber infolge Mangels an Fossilien sich bisher noch nicht sicher einreihen lassen.

Berlin, den 4. Februar 1938

Leonhard Riedel:

Über tektonische Phasen der Oberkreide Hannovers

Nördlich des unteren Allertales liegt das Gebiet der ehemaligen Pompeckj-schen Schwelle, das durch eine lückenlose Oberkreidefolge gekennzeichnet ist. Sonst ist in Hannover nur ein verhältnismäßig schmaler Streifen von Oberkreide erhalten geblieben, der sich aus der subherzynen Kreidemulde nach Norden zieht. Östlich und westlich dieses Streifens finden sich nur einzelne, unzusammenhängende Vorkommen.

Durch exakte Altersbestimmungen auf paläontologischer Grundlage ist es gelungen, festzustellen, daß in dem schmalen Streifen drei Gebiete zu unterscheiden sind:

1. die subherzyne Kreidemulde, in welcher der Unteremscher allmählich aus dem Oberturon hervorgeht, welcher seinerseits von Oberemscher überlagert wird. Sichere Beweise für die Anwesenheit von Mittelemscher sind nicht zu erbringen.
2. Nach Norden hieran anschließend ein Gebiet, in welchem der Oberemscher transgredierend auf Oberem Mittelturon liegt.
3. Noch weiter im Norden ein Gebiet, in dem der Emscher fehlt, wo aber das tiefste Granulatensenon über Unterem Mittelturon, Unterturon und Cenoman transgrediert.

Aus dieser Verteilung der Oberkreidestufen wird auf das Vorhandensein von drei Schollen geschlossen, von denen die nördlichste am weitesten herausgehoben wurde, während die beiden südlichen treppenförmig zum heutigen Harz hin abbrechen. Die drei Gebiete dürften das Ergebnis der Ilseder Phase der subherzynen Orogenese sein, deren Wirkung nur auf diese Gegend beschränkt ist, während sie sich im Gebiet der ehemaligen Pompeckj'schen Schwelle nicht auswirkte. Das Fehlen von Mittelemscher deutet an, daß die Ilseder Phase etwa zu dieser Zeit stattgefunden hat.

Für die Wernigeröder Phase gibt es außerhalb des subherzynen Senons kaum Anhaltspunkte; im Nienhagener Erdölfeld kann eine durch Herrn Dr. Heermann nach Schlumberger-Diagrammen festgestellte Verwerfung durch die Wernigeröder Phase hervorgerufen worden sein.

Mit großer Wahrscheinlichkeit ist aber noch eine dritte Phase in der Oberkreide Hannovers nachzuweisen, die im oberen Quadratensenon und Unteren Mucronatensenon liegt. Zu dieser Zeit sind einige Salzstöcke des Hannoverschen Flachlandes aufgedrungen, wie Referent kürzlich nachgewiesen hat. Auch deutet die Transgression von Unterem Mucronatensenon auf Alb in unmittelbarer Nachbarschaft von Granulaten- und Quadratensenon in Hochseefazies an, daß hier vor dem Unteren Mucronatensenon Bewegungen stattgefunden haben. Da jedoch noch nicht genügend Material über diese jungsenone Phase aus anderen Gegenden vorliegt, soll hier von einer Namengebung noch abgesehen werden.

Aus den Ausführungen geht hervor, daß in der Oberkreide Hannovers die Verbreitung der einzelnen Stufen sowie die Auswirkung der orogenetischen Phasen regional aufzufassen ist, und daß die Salzstöcke hierbei nur eine untergeordnete Rolle spielen. Es hat den Anschein, daß die Profile an den Salzstockrändern, die man bisher als durch Lokalvorgänge bedingt ansah, in Wirklichkeit regional angelegt sind.

Die Transgression des Unteren Mucronatensenon, die Referent im vergangenen Jahr beschrieb, hat eine größere Bedeutung als bisher angenommen wurde, da sie auch im Dammer Eisenerzgebiet einwandfrei nachgewiesen werden konnte, während Stille & Brinkmann in dieser Gegend den Transgressionshorizont in das Mittlere Mucronatensenon gestellt hatten.

Berlin, den 4. Februar 1938

Hans-Rudolf von Gaertner:

Die Typen der Eisenerze im Oberpfälzer Walde

In dem Gebiet des südlichen Oberfranken und der nördlichen Oberpfalz kennen wir sehr zahlreiche Vorkommen von Eisenerzen. Sie gehen auf verschiedene Lagerstättentypen zurück. Bisher konnten folgende Arten des Vorkommens unterschieden werden:

1. sedimentäre Eisenerze des Ordovizium

   Es kommen sehr unreine Roteisensteine vor, die sich an der Grenze zwischen Phykodenquarzit und Gräfentaler Schichten südlich Waldsassen in weiter Verbreitung finden, und thuringitische Eisenerze in den Gräfentaler Schichten selbst.

2. Brauneisenstein als „Eiserner Hut" von Schwefelkieslagerstätten

   Solche Brauneisenerze wurden im Hangenden der Schwefelkiesgrube „Bayerland" bei Pfaffenreuth südlich von Waldsassen in größerem Umfange gebaut.

3. metasomatische Spateisenerze

   In den vermutlich kambrischen Kalken der Gegend von Arzberg, aber auch sonst weithin im Fortstreichen der dortigen Kalkzüge trifft man Spateisenstein in Linsen von z. T. beträchtlicher Ausdehnung an. Das Spateisen ist deutlich durch die Verdrängung des Kalkes entstanden. Im Ausgehenden wird das Spateisen durch Brauneisen ersetzt. Auf den Lagerstätten dieses Typus ging vom Mittelalter bis in den Anfang dieses Jahrhunderts ein zeitweise recht bedeutender Bergbau um. Er wird jetzt versuchsweise wieder aufgenommen.

   Die Entstehung dieser Lagerstätten ist noch ungeklärt. Es wird z. T. angenommen, daß das Eisen mit den tertiären Basalten aufgestiegen ist. Da aber nirgends eine deutliche Beziehung zwischen dem Gehalt der Lagerstätten, ja selbst ihrem Auftreten und den Vorkommen der Basalte aufzuzeigen ist, erscheint mir ein solcher Zusammenhang unwahrscheinlich.

   Hingegen ist es möglich, daß die Lagerstätte mit der Entstehung der „Redwitzite" zusammenhängt; das Arzberger Revier liegt deutlich auf der Flanke des bei Marktredwitz vorspringenden Massivs. Auf der Gegenflanke kennen wir den Eisenerzbergbau vom Strehlenberg bei Marktredwitz.

   Man kann sich den Zusammenhang so vorstellen, daß bei der Anatexis (Redwitzit-Bildung) die eisenreichen Verbindungen zunächst durch Lösungen abgebaut wurden. Hierbei wurde das Eisen weggeführt, während die restlichen Bestandteile in die Schmelze eingingen, bzw. als Andalusite zu Nebengestein auskristallisierten. Die so gebildeten eisenreichen Lösungen gaben ihr Eisen bei der Berührung mit den Kalken ab.

   Als dritte Möglichkeit bleibt die Entstehung der Erze durch Verwitterungslösungen in der Zeit vor dem Tertiär zu erörtern: Entscheidendes für oder gegen die zweite oder die dritte Möglichkeit ist bis jetzt

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

nicht vorzubringen, nur müssen die Erze älter als die tertiären Sedimente sein, in denen sie sich schon als Gerölle finden.

4. eisenglimmerführende Quarzgänge

Bei Fichtelberg, aber auch weiter im Süden, kommen Quarzgänge vor, die stellenweise in der Form von Erzfällen sehr reichlich Eisenglimmer und Roteisen in dichter Ausbildung führen. Die Gänge sind jünger als die jungen Granite, sind aber wohl aus Restlösungen des Magmas entstanden.

Bei Fichtelberg ging ein Eisenerzbergbau auf diesen Lagerstätten um; er kam im Anfang des 19. Jahrhunderts zum Erliegen. Um 1920 versuchte man, den Glimmer zur Herstellung von Rostschutzfarben zu gewinnen; jetzt werden die Versuche wieder aufgenommen.

5. Eisenerze vom Hunsrücktyp

In der Nähe der Auflagerungsfläche des Tertiärs trifft man an vielen Stellen auf Vererzungen im Grundgebirge. Meist schließen sich die kleinen Lagerstätten an eisenreiche Zonen der Schiefer an; sie folgen entweder pyritreicheren Schiefern oder den schon erwähnten Eisenerzen des Ordoviziums. Seltener findet man sie in den Graniten selbst. Die Erzgehalte sind meist recht gut, die Vorräte aber immer sehr gering. Um 1800 herum waren sie an zahlreichen Punkten Gegenstand eines immer rasch erlöschenden Bergbaues.

6. tertiäre Eisensandsteine

An der Basis der tertiären Sedimente, besonders im Mitterteicher Becken, treten nicht selten 0,5 bis 2 m mächtige Lagen von eisenverkitteten Sandsteinen und Konglomeraten auf. Seltener trifft man sie in größerer Entfernung von der Tertiärbasis. Die Verkittung ist in den eisenhaltigen Horizonten nicht gleichmäßig, sondern das Eisen reichert sich konkretionsartig um einzelne Ausscheidungszentren an, so daß mehrere cbm-große Blöcke in einem loseren Mulm liegen können. Die Eisengehalte dieser Erze sind stellenweise nicht unbeträchtlich. Der Mangangehalt wechselt, es gibt Sandsteine mit fast reinen Manganverkittungen. In der Mitte des vorigen Jahrhunderrts wurden bei Mitterteich mehrere erfolglose Versuche gemacht, diese Eisenerze zu gewinnen.

7. Eisenerze im basaltischen Zersatz

Wirtschaftlich wichtiger als die vorgenannten Eisenerze waren solche, die an zersetzte Basalte geknüpft sind. Größere Eisenerzmengen aus Lagerstätten dieses Typus sind zwischen 1760 und 1840 bei Kleinsterz und an der „Sattlerin" (Steinknok) nördlich von Wiesau gefördert worden.

Berlin, den 11. Februar 1938

Herbert Karrenberg:

Basalteisenstein im Tertiärbecken von Mitterteich

In der Umgebung von Mitterteich (Oberpfalz) ist seit langem Basalteisenstein bekannt. Gümbel erwähnt Eisenstein-Bergbau bei Kleinsterz und Oberteich in den Jahren 1678 und 1689. Um die Mitte des vorigen Jahrhunderts wurden die Erze an mehreren Stellen in der Umgebung von Mitterteich abgebaut und in der nahe gelegenen Königshütte verhüttet. Mit deren Abbruch wenige Jahrzehnte später kam auch der Bergbau hier wieder zum Erliegen. 1913 wurden eine größere Anzahl Schürfe ausgeführt und Felder verliehen; zu einem Abbau kam es jedoch nicht.

Um Beschaffenheit, Lagerungsverhältnisse, Erzmächtigkeit zu klären, wurden einige neue Schürfe abgeteuft und zwar bei Oberteich, Kleinsterz und Pechofen. Sämtliche Schürfe zeigten einen stark zersetzten Basalt, bzw. Basalttuff, dessen Fe-Gehalt örtlich abgewandert war und sich an anderen, wenig entfernten Stellen wieder abgesetzt hatte. In zwei Schürfen, wo der Basaltlehm an die Tagesoberfläche trat, lagen zuoberst braunrote Lehme mit knollenförmigen Eisenkonzentrationen, darunter eine etwas eisenärmere Partie und dann eine starke Eisenanreicherung in Form von etwa horizontalen Lagen oder unregelmäßigen Putzen. Im dritten Schurf überlagerten tertiäre Sande den verwitterten Basalt, der von zahlreichen, flach liegenden Eisensteinschnüren durchzogen war; die braunroten Lehme mit Eisensteinknollen fehlten hier. Das Liegende bildeten in einem Schurf gebleichte, gelblich-weißliche Pisolithtuffe, die wohl ihren Fe-Gehalt z. T. abgegeben hatten, in den beiden anderen Schürfen wurde es nicht erreicht.

Die Mächtigkeit der Anreicherungszone betrug in den drei Schürfen:

1) 2,50 m, 2) 4,30 m, 3) 2,50 m,

der Fe-Gehalt des unverwaschenen Lehms im Durchschnitt eines Schlitzes über die gesamte Anreicherungszone:

1) 17,42%, 2) 13,98%, 3) 31,14%,

der Fe-Gehalt des Schlichs im Mittel mehrerer Schlitze:

1) 31,20—38,88%, 2) 23,34—25,64%, 3) 39,49—45,10%.

Der chemische Bestand des Basaltlehms im Vergleich mit dem des frischen Basalts sowie der Vergleich mit den ähnlichen Vorkommen im Vogelsberg lassen einen Verwitterungsvorgang erkennen, bei dem Kieselsäure, Alkalien und Erdalkalien fortgeführt wurden, während Tonerde erhalten blieb. Das Eisen wurde an einzelnen Stellen ausgelaugt und nach kurzer Wanderung wieder abgesetzt. Mangan ging zusammen mit dem Eisen in Lösung, wurde aber weiter fortgeführt.

Berlin, den 11. Februar 1938

Georg Fischer:

Geologischer Bau und Bodenschätze des Bayerischen Waldes

Inhalt und Form der Lagerstätten des Bayerischen Waldes sind bedingt durch die geologischen Vorgänge, die zur Lagerstättenbildung führten, und die weiterhin das Gebiet betrafen.

Wir können mehrere Gruppen nach ihrer Entstehung auseinanderhalten:

a) Lagerstätten in Abhängigkeit von tertiären Landoberflächen. — Hierher gehören die Kaoline z. B. des Passauer Gebietes, ferner tertiäre Tone und Braunkohlen z. B. im Schwandorfer Becken, ferner die Seifenlagerstätten der nördlichen Oberpfalz.

b) Schichtige mesozoische Absätze. Zwar ist die ehemalige mesozoische Decke über dem Kristallin größtenteils abgetragen, doch haben sich in der Bodenwöhrer Bucht kretazische und jurassische Schichten erhalten. In diesen finden sich im Amaltheenton sedimentäre Eisenoolithe aus Chamosit und Magnetit, die früher gebaut wurden, und in der Kreide treten eisenreiche Sandsteine und Konglomerate auf, die ihren Eisengehalt jedenfalls der Umlagerung älterer eisenreicher Gesteine verdanken. Versuche sind im Gang, diese armen Erze gewinnbar zu machen.

c) Lagerstätten auf spätvaristischen bis saxonischen Störungen.

In dieser Gruppe sind von Belang die Flußspatgänge im Kehlheimer und Nabburger Revier. Die Gänge streichen meist parallel zum Donaurandbruch bzw. Pfahl, daneben auch NNW und NNO. Reiche Mineralisationen sind z. T. an Gangüberkreuzungen gebunden. Vielleicht erklärt sich hieraus auch die Aufreihung fast aller Flußspatvorkommen und der mit ihnen zusammengehörigen Blei-Zinkerzgänge an der Westgrenze des Kristallins, zwischen Regensburg und Erbendorf, da hier die NW-streichenden Bruchlinien des alten Gebirges überschnitten werden durch NNW bis NNO streichende Randbrüche. Möglicherweise spielen jedoch auch „primäre Teufenunterschiede“ auf den herzynischen Brüchen eine Rolle. Dafür könnte das Flußspatvorkommen am Kaaghof bei Nittenau und bei Taxöldern am Bayerischen Pfahl sprechen, die schon ein Stück vom Westrand des Kristallins entfernt liegen, während im weiteren Verlauf nach SO der Pfahl auch dort, wo sich „Nebenpfähle“ abweichender Streichrichtung finden, nur Quarz und keinen Flußspat enthält. Da nach den allgemeinen Erfahrungen die Flußspatgänge nach der Teufe zu verquarzen, so scheint also die Grenzfläche zwischen dem tieferen „Quarz-Stockwerk“ und dem höheren „Flußspat-Stockwerk“ ein westliches Gefälle zu besitzen und erst in der Nähe des heutigen Westrandes des Kristallins die Erdoberfläche zu schneiden. Eine Stütze für diese Auffassung bedeutet, daß die Blastomylonitgneise und Pfahlschiefer regional ein NW-Achsengefälle zeigen. Es kommen also am Westrand des Kristallins tatsächlich höhere tektonische Stockwerke zum Ausstrich als weiter im Innern des Bayerischen Waldes.

Das Alter der Flußspatbildung ist im Bayerischen Wald vorliassisch. Sie reicht aber noch ins Rotliegende hinein, und die Bleierzimprägnationen im bunten Keuper von Hirschau, die Schwerspat- und Quarzimprägnationen von Wendelstein, südlich Nürnberg, scheinen dafür zu sprechen, daß gewisse Nachzügler der Mineralisation bis in die obere Trias reichen.

Von lagerstättenkundlichem Belang ist bei den Wölsendorfer Gängen das Einbrechen von Pechblende und einer Reihe sekundärer Uranmineralien. Leider haben sich bisher aber noch nirgends bauwürdige Anreicherungen dieser Erze gezeigt.

Die Blei-Zinkerzgänge dieser Formation führen z. T. beträchtliche Silbergehalte und waren deshalb im Mittelalter eifrig gesucht. Heute ist ihr Wert meist nur gering, da die besonders reichen Zementationserze abgebaut sind und die Gänge durch geringe Mächtigkeit, häufige Störungen usw. einen erfolgreichen Abbau erschweren. Solche Gänge kommen übrigens gelegentlich auch abseits der Westrandzone vor. Erwähnt sei der Gang der Fürstenzeche bei Lam, in dem als Gangart auch Flußspat beibricht und die Gänge des Lallinger Winkels, die neben PbS und ZnS auch Arsenkies führen, sowie etwas Spateisen.

Es sei schließlich auch noch auf die gewaltigen Quarzmassen verwiesen, die auf den Gängen der „Pfahl"-Gruppe zur Verfügung stehen. Freilich ist der Quarz meist unrein, sowohl durch Nebengesteinsbröckchen wie durch Roteisenimprägnationen verunreinigt und daher nur beschränkt verwendungsfähig. Trotzdem zeigen die riesigen Baue bei Altrandsberg und die dortigen Kunststeinwerke, daß sich auch hieraus noch Brauchbares mit Nutzen schaffen läßt. Reinere Partien namentlich der Nebenpfähle haben als Reserven auch für die heimische Glas- und Porzellanindustrie Bedeutung.

d) Lagerstätten im unmittelbaren Zusammenhang mit den Intrusionen der varistischen Orogenese.

Schon die vorausgegangene Gruppe ist letzten Endes auf die Magmen der varistischen Orogenese zu beziehen. (Dies wird deutlich durch das Vorkommen von violettem Flußspat + vereinzelten Sulfiderzen auch auf den Querklüften der Granite, aber der Zusammenhang ist im einzelnen nicht verfolgbar.) Zur Gruppe d gehören in erster Linie die Eruptivgesteine selbst, soweit sie technisch genützt werden. Die Granitindustrie des Bayerischen Waldes ist von erheblicher wirtschaftlicher Bedeutung. Ihre Jahresleistung beträgt etwa 300 000 t. Neben Granit finden jetzt in steigendem Maße auch die basischen Vorläufer, die Diorite und Gabbros, Beachtung als Werksteine für Bildhauerarbeiten.

Lagerstätten im engeren Sinne des Wortes enthalten die Pegmatitgänge, in denen die fluiden Reste der Magmen erstarrten. Die Pegmatite sind von Bedeutung als Lagerstätten keramischer Rohstoffe, vor allem von Feldspat und Quarz. Einzelne der Gänge enthalten nennenswerte Mengen von Beryll und Eisen-Mangan-Phosphaten. Leider sind diese bisher aber nicht über den Rang von mineralogisch-interessanten Vorkommen hinausgekommen. Eine Nachprüfung der gegebenen Verhältnisse läßt einen Abbau nicht befürworten. Anders steht die Sache mit Feldspat und Quarz. Die Einfuhrsperre solcher Materialien aus Schweden hat sich für den Bayerischen Wald sehr günstig ausgewirkt. Zahlreiche Neuschürfe auf diese Mineralien sind im Gange.

e) Lagerstätten der alten Gneise.

In den alten Gneisen finden sich als lagerartige Einschaltungen die Graphitflöze des Passau-Obernzeller Gebietes. Es gibt keine Möglichkeit, die nicht schon für ihre Entstehung herangezogen worden wäre. Eine kritische Würdigung aller vorgebrachten Ansichten führt dazu, daß die Graphite auf ehemalige Biolithe zurückgehen, die z. T. durch die Tektonik und durch die thermische Metamorphose mobilisiert worden sind, so daß der Graphit heute sowohl auf Bewegungsflächen wie auch als echte Gangfüllung mit bilateraler Symmetrie auftritt.

Eine ähnliche Vielseitigkeit der Beziehungen zwischen Nebengestein und Lagerstätte kennzeichnet auch die im Bayerischen Wald verbreiteten Sulfidlagerstätten vom Typus Bodenmais. Auch hier hat die Mobilisierung der leichter beweglichen Stoffe durch Tektonik und wiederholte Metamorphose die ursprünglichen Beziehungen soweit abgeändert, daß nahezu jede Entstehungsweise durch einzelne Beobachtungen zu belegen ist. Die Vielgestaltigkeit dieser Lagerstätten muß als das eigentlich Wesentliche an ihnen bezeichnet werden. Sie teilen ihr Verhalten mit den anatektonisch mobilisierten Anteilen der ehemaligen Paragesteine.

Bedauerlicherweise sind die Magnetkiesvorkommen vom Bodenmaiser Typ sehr arm an Nickel, und auch die Goldgehalte sind so unzuverlässig, daß frühere Versuche zu ihrer Gewinnung sich als unrentabel erwiesen. Das gleiche gilt auch von dem Schwefelkiesvorkommen von der Schwelz bei Lam und den Magnetkieslinsen am Dachsberg.

Es ist also nicht sehr wahrscheinlich, daß neue Entdeckungen in dieser Lagerstättengruppe sich als wertvoll herausstellen werden.

Als wichtiges Problem erscheint mir bei der Lagerstättenforschung der Bayerischen Ostmark die Verfolgung der Gangformationen unter die westlich vorgelagerte mesozoische Tafel, ferner die systematische Aufschließung der vorhandenen Pegmatite zur Deckung des keramischen Rohstoffbedarfes und drittens die Bearbeitung der Graphitvorkommen. Alle anderen Lagerstätten sind von recht untergeordneter Bedeutung.

Berlin, den 11. Februar 1938

Hans-Wilhelm Quitzow:

Bericht über die geologische Aufnahme auf Blatt Kolbnitz

Es wurde über Schichtfolge und Tektonik des Bober-Katzbach-Gebirges im Bereiche des Meßtischblattes Kolbnitz berichtet. Am Aufbau dieses Gebietes sind hauptsächlich Gesteine des Ordovizium und Gotland beteiligt; Diabase und Diabastuffe haben dabei einen großen Anteil. Am Gebirgsrande treten, durch die Sudetenrandverwerfung vom eigentlichen Bober-Katzbach-Gebirge getrennt, Ausläufer des Striegauer Granites mit z. T. kontaktmetamorpher Schieferhülle auf.

Parallel zur Sudetenrandspalte streichen eine Anzahl Erzgänge, auf denen bis in die Nachkriegszeit an verschiedenen Stellen Bergbau umging. Es wurden Eisen, Kupfer, Blei und Silber gewonnen. Die bedeutendste Lagerstätte, das Roteisensteinvorkommen von Willmannsdorf, wird gegenwärtig wieder erschlossen.

Der intensive Falten- und Schuppenbau des Bober-Katzbach-Gebirges ist im Bereiche des Blattes Kolbnitz bei NW—SO-Streichen nach NO vergent.

Berlin, den 18. Februar 1938

Fritz-Erdmann Klingner:

Der Kupferletten der Korbacher Bucht (Waldeck)

Bei einem Kupferverbrauch von 200 000—250 000 t jährlich und einer Eigenproduktion von rund 25 000 t im Jahre ist es erklärlich, daß die früher einmal abgebauten Kupferlagerstätten nochmal daraufhin untersucht wurden, ob sie unter Anwendung verbesserter Bergbau- und hüttenmännischer Verfahren neuerdings etwa bauwürdig sind. Die seit 1868 nicht mehr abgebaute Kupferlagerstätte von Thalitter südlich Korbach hatte man schon während des Krieges im Jahre 1916 nochmals auf ihre Bauwürdigkeit hin überprüft. Nun wurde 1934 die Studiengesellschaft Thalitter G. m. b. H. gegründet und mit der Untersuchung des kupferhöffigen Gebietes südlich von Korbach betraut. Die Leitung hatte Herr Dr. Henke-Siegen. Vorgesehen waren 31 Schürfe, von denen 23 ausgeführt wurden. Durch die Schürfe konnten einige Unklarheiten hinsichtlich der Stratigraphie und Tektonik beseitigt werden. Zur endgültigen Klärung wurden nun, teilweise im Grabeninnern, sechs Bohrungen niedergebracht, von denen die tiefste über 112 m tief geworden ist. Wesentlich Neues gegenüber meinen Kartierungsarbeiten auf Blatt Korbach im Sommer 1935, bei denen ich die Ergebnisse der Schürfarbeiten schon teilweise benutzen konnte, brachten die Tiefbohrungen nicht, wenn sie auch einige nicht unwesentliche Ergänzungen beibringen konnten.

Auf Grund der Bohrungen gliederte Herr Dr. Henke (1937) in seinem Schlußbericht den Unteren Zechstein (zu) in drei bzw. vier Stufen:

zu3: eisenschüssige Kalke und dolomitische Kalke, 0—30 m, die m. E. wenigstens teilweise noch zum Mittleren Zechstein gestellt werden müssen;

zu2: Stinkkalke, 0—23 m, sind erzfrei, bilden anscheinend einen linsenförmigen Körper und sind wohl als eine Stillwasser-Fazies von zu1 anzusehen, auffallend sind zahlreiche Emersionsflächen;

zu1: Mergel und dünnplattige Kalke (Kupferletten), 6—38 m, die Kalkbänke können durch Kalksandsteine vertreten werden. Eine Auszählung der wechsellagernden Bänke ergab auf 40 m Kernlänge rund 100 Mergelbänke, 35 Kalkbänke und 15 Kalksandsteinbänke. Den Kupfergehalt bildet meist Kupferkies, seltener Kupferglanz. Die *Productus*-Bank, die in den Tagesaufschlüssen über dem Transgressionskonglomerat häufig zu beobachten ist, fehlt in den Tiefbohrungen meistens (ungünstige Lebensbedingungen für *Productus?*). Nach W zu ist in Tagesaufschlüssen (Klingner, 1937) ein Zurücktreten der Mergel gegenüber den Kalken (dünnbankig, mit wulstiger Oberfläche) zu beobachten;

zu1a: war nur in einer Bohrung in Gestalt von grauen und roten, meist feinsandigen Mergeln, grauen und roten Kalken sowie teilweise rotgefärbten Kalksandsteinen ausgebildet. Auf Klüften (ob auch primär, ist fraglich) war verschiedentlich Gips ausgeschieden.

Die Basis des Zechsteins bildet das bis 1,80 m mächtig werdende Transgressionskonglomerat, das meistens aus aufgearbeiteten Kulmtonschiefern und Gangquarzgeröllen besteht. Für den Mittleren Zechstein ergaben die Bohrungen eine Mächtigkeitsabnahme nach S zu und bestätigten meine schon früher (1935) ausgesprochene Vermutung, daß der Mittlere Zechstein zur Oberzechsteinzeit teilweise wieder abgetragen wurde. An der Basis der Dolomitzone des Oberen Zechsteins traten stellenweise Kalke, helle Letten und Tone mit einem kleinen Kupfergehalt von höchstens 0,2% auf; Henke glaubt in dieser Ausbildung die Vertretung des Stäteberg-Flözes sehen zu dürfen.

In tektonischer Hinsicht zeigten zwei Schürfe, daß die westliche Randstörung des Korbacher Grabens steil mit 85° nach O einfällt, also keine Überschiebung ist, wie man bei einem eggischen Graben vielleicht erwarten dürfte.

Überraschenderweise war der Kupfergehalt des Unteren Zechsteins im Beckeninnern äußerst gering. Eine Analyse von 25 m Kern einer Bohrung ergab im Durchschnitt nur 0,012% Cu und 0,026% Pb. Der eine Schurfstollen, der die westliche Randstörung durchörtert hat, fand unmittelbar an der Kluft einen Cu-Gehalt von 1,1%, 2 m von der Kluft entfernt nur noch 0,06% Cu im Unteren Zechstein.

Der Kupfergehalt der Kupferletten scheint nicht syngenetisch zu sein, weil

1. die höchsten Kupfergehalte an die Störungszonen der Grabenränder gebunden sind, in denen auch der alte Bergbau umgegangen ist;
2. der Kupferletten in stärker durchlüfteten Meeresteilen abgelagert wurde als z. B. der Kupferschiefer. Auch petrographisch sind beide Gesteine recht verschieden.

Auch die Kupfererze von Stadtberge in paläozoischen Gesteinen und von Twiste im Buntsandstein sind an große Störungszonen gebunden. Es wäre denkbar, daß im Fall Stadtberge der Kupfermergel die Permeabilitätsgrenze für die aufsteigenden Kupferlösungen bildete. Eine Entscheidung in dieser Frage können erst weitere Feldbeobachtungen und erzmikroskopische Untersuchungen bringen.

Henke, W.: Bericht der Studiengesellschaft Thalitter G. m. b. H. über die Untersuchungsergebnisse der Kupfererze im Zechstein der Corbacher Senke und seine Umgebung. — Arch. preuß. geol. L.-A. Berlin. 1937.

Klingner, F. E.: Warum fehlt der Mittlere Zechstein in der Frankenberger Bucht? — Zbl. Min. usw., Jg. 1935, B, S. 465—467. Stuttgart 1935.

— : Die Tektonik der südlichen Korbacher Bucht und ihre paläogeographische Entwicklung zur Zechsteinzeit. — Stille-Festschrift, Stuttgart 1936.

— : Stratigraphie des Zechsteins zwischen Korbach und Rhadern am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1936, 57, S. 90—110. Berlin 1937.

Berlin, den 18. Februar 1938

Johannes Behr:

Wasserwirtschaftliche Generalplanung u. die Deutsche Wasserwerksstatistik

Die Bevölkerungszunahme, die Auflockerung der Städte, die Anlage von Siedlungen, die Beanspruchung von vielen 1000 ha Land durch die öffentliche Hand, die Entwicklung der Industrie, die Nutzbarmachung von Ödland zur Erzeugung landwirtschaftlicher Produkte zwingen zu einer Planwirtschaft. Damit sind aufs engste alle wasserwirtschaftlichen Maßnahmen verbunden. Einmal beschleunigen Meliorationen, die Regulierung der Wasserläufe, ihre Vertiefungen und Verbreiterungen u. ä. den Abfluß, und dann entziehen Anlagen zur Versorgung mit Trink- und Brauchwasser, Talsperren u. ä. Äcker und Weideland der landwirtschaftlichen Nutzung oder können sie doch bis zu einem gewissen Grade beeinträchtigen. Nun muß aber sowohl der oberirdische sowie der unterirdische Wasserschatz schon im Interesse der Allgemeinheit die bestmöglichste Ausnutzung erfahren. Den zur Verfügung stehenden Wasservorrat aber zahlenmäßig zu erfassen, stellen sich verschiedene Schwierigkeiten entgegen, schon allein durch den Faktor der Verdunstung und durch den Verbrauch der Pflanzendecke, auch wenn die einzelnen Flußgebiete dafür die natürlich abgegrenzten Einzelbezirke ergeben. Nach den Schätzungen der Preußischen Landesanstalt für Gewässerkunde beträgt der nutzbare Vorrat des Grundwassers etwa 140 Milliarden m^3, berechnet aus einer Abflußhöhe von 260 mm und einer Niederschlagshöhe von 700 mm. Für die Beurteilung des Wasservorrats ist aber die Kenntnis der oberirdischen wie der unterirdischen Speichermöglichkeiten des Wassers wichtig. Aus der berechenbaren Dauer und der Stärke der Nachwirkungen der Niederschlagsmenge auf die Abflußhöhe kann man, wie Karl Fischer nachgewiesen hat, ein Charakteristikum gewinnen für das Speichervermögen des Bodens und des Untergrundes. Dadurch wird auch ein Bild von Wassermangelgebieten, die zeitlich durch die Jahreszeiten oder durch industrielle Anlage bedingt sein können, erhalten. Bei den wasserwirtschaftlichen Planungsarbeiten ist ferner Rücksicht zu nehmen auf die verschiedenen Ansprüche, die an Trink- und Brauchwasser gestellt werden und auf alle die Fragen, die mit den Abwässern zusammenhängen.

Bereits im Jahre 1930 hat Schirmer angeregt, kartographisch eine Gliederung des Reiches durchzuführen nach Gebieten der verschiedenen Wasserversorgungsmöglichkeiten, dabei auch Überschwemmungsgebiete und solche, in denen der Bebauung Schwierigkeiten durch Grundwasserabsenkung entgegenstehen, zu berücksichtigen. Um alle diese Fragen zu klären, ist in der Reichsarbeitsgemeinschaft für Raumforschung ein Arbeitsausschuß „Wasser" ins Leben gerufen mit Vertretern aus allen den Gebieten, die sich mit wasserwirtschaftlichen Fragen zu befassen haben. Das Reich ist eingeteilt in 15 Wasserwirtschaftsbezirke, nach denen die Unterlagen gesammelt und ausgestaltet werden. In dankenswerter Weise wirkt der Vorsitzende W. Koehne

auf eine für die Gemeinschaftsarbeit einheitliche Sprache auf dem Gebiet der Hydrologie hin. Die kartographische Darstellung der Ergebnisse in diesem Arbeitsausschuß soll zunächst an der Hand von Einzelarbeiten diskutiert werden.

Unabhängig von diesem „Arbeitsausschuß Wasser" hat der Deutsche Verein von Gas- und Wasserfachmännern die Anregung gegeben und die Mittel bereitgestellt für eine Reichswasserwerksstatistik als Ergänzung zu der von A. Thümm bearbeiteten chemischen Brunnenstatistik. Diese hat den Zweck, jedes bestehende deutsche Wasserwerk karteimäßig zu erfassen, und zwar wird in dieser Statistik festgelegt das Versorgungsgebiet, die Lage der Brunnen, der Sickergalerien und Stollen oder sonstigen Fassungsanlagen, die Tiefe der Brunnen, ihr geologisches Profil u. dgl., die Leistung der Brunnen und Schüttung der Quellen bzw. Sickergalerien, so daß die Grenzen der Leistungsfähigkeit eines Wasserwerkes und die Unterlagen für eine eventuelle Erweiterung geschlossen vorliegen. Da nun gleichzeitig neue Erhebungen durch die Preußische Landesanstalt für Wasser-, Boden- und Lufthygiene über die chemische Beschaffenheit des Rohwassers durchgeführt werden, so ergibt die geologische mit der chemischen Statistik einen Überblick über die Verteilung der nutzbaren Wasserspeicher in den einzelnen geologischen Formationen und ihre chemische Beschaffenheit. — Die statistischen Erhebungen haben in den östlichen Provinzen begonnen und schreiten von da nach Westen weiter. Von den bisherigen 211 Fragebogen sind rund 80% beantwortet und bearbeitet.

Die Hauptergebnisse der geologischen und chemischen Wasserwerksstatistik, kartographisch dargestellt und ergänzt durch die sorgfältigen Erhebungen des Deutschen Frauenwerkes, zeigen die Richtung des Weges für die Großwasserversorgung Deutschlands und liefern so einen wertvollen Beitrag zu den Aufgaben der Raumforschung.

Berlin, den 25. Februar 1938

Georg Berg:

Vorzeigen und Erläuterung von Kugelgraniten aus dem Riesengebirge

Der Vortrag erscheint als Aufsatz in diesem Jahrbuch.

Berlin, den 4. März 1938

Max Meisner:

Kolonialforderung und Vierjahrespläne, bergwirtschaftlich gesehen*)

Der Vortrag bezweckt die Widerlegung der unlängst vom Völkerbund aufgestellten Behauptung, daß die Rückgabe der deutschen Kolonien für unsere Wirtschaft belanglos sei.

Die Zielsetzung bzw. Durchführung der beiden Vierjahrespläne (Beseitigung der Arbeitslosigkeit und Erringung unserer Wirtschaftsfreiheit) soll auch für die weitere Zukunft gewährleistet bleiben. Beide würden durch Verbesserung unserer Rohstoffversorgung aus den Schutzgebieten, d. h. aus eigenem Währungsbereich wesentlich erleichtert werden. Dabei steht der koloniale Bergbau im Vordergrund.

Zum Beweise wird, nach einleitenden Vorbemerkungen über Geschichte und Ausmaß der Schutzgebiete, ein Überblick über ihre nutzbaren Lagerstätten und deren bisherige Ausbeutung gegeben. Ihr bergbaulicher Gesamtertrag ist — mit etwa 60 Mill. RM. jährlich — heute zwar noch vergleichsweise klein, erscheint aber sehr entwicklungsfähig und aussichtsreich, zumal er gerade solche Rohstoffe liefern kann, die im Mutterland gar nicht oder nur unzureichend verfügbar sind. Er ist in dieser Beziehung schon heute recht bedeutsam. Der koloniale Bergbau würde z. B. mit seiner gegenwärtigen Leistungsfähigkeit den deutschen Bedarf an Kupfer zu 10—12% (Südwestafrika), an Kadmium und Vanadium (Südwestafrika) sowie an Chromerz (Togo) und Phosphat (Südsee) völlig, an Zinn und Wolfram (Kamerun, Südwest- und Ostafrika) wesentlich und an Glimmer (Ostafrika und Kamerun) zu 25—30% decken. Dabei ist berücksichtigt, daß er in deutschem Wiederbesitz zweifellos noch erheblich gesteigert werden würde, da der koloniale Bergbau vielfach erst in seinen Anfängen steht und bestimmt noch nicht alle Lagerstätten bekannt sind. Außerdem würden die Kolonien größere Mengen von Gold (Ostafrika und Neuguinea) und Diamanten (Südwest- und Ostafrika, vielleicht auch Togo und Kamerun) liefern, die zwar nicht unmittelbarer Lebensbedarf sind, aber mittelbar unsere Devisenbilanz und dadurch die ganze Rohstoffversorgung wesentlich verbessern würden.

Hieraus ergibt sich, daß die Rückgabe der Schutzgebiete für Deutschland keineswegs belanglos, sondern sehr bedeutsam sein würde. Darüber hinaus aber würde sie auch für die Schutzgebiete selbst sehr vorteilhaft sein, was ohne weiteres einleuchtet, und schließlich auch der ganzen Weltwirtschaft zugute kommen, welche die Aufgabe hat, die reichen Naturschätze Afrikas der gesamten Kulturmenschheit nutzbar zu machen. An dieser Aufgabe will und muß auch Deutschland mitwirken. Seine Leistungen befähigen und seine bisherigen Erfolge berechtigen das deutsche Volk dazu.

Hieraus ergibt sich die wirtschaftliche Berechtigung unserer Kolonialforderung, die sich daneben auch mit politischen, völkerrechtlichen und sittlichen Gründen standfest unterbauen läßt.

Berlin, den 11. März 1938

*) Der ausführliche Vortrag wird im nächsten Band dieses Jahrbuches veröffentlicht werden.

Hans Closs:

Über Gravimetermessungen der geophysikalischen Reichsaufnahme im Oberrheintal und ihre regionale Auswertung

Die Kommission zur geophysikalischen Reichsaufnahme (Leiter Professor Barsch) hat bis zum Herbst 1937 umfangreiche regionale Schweremessungen im Oberrheintal zwischen Müllheim (Baden) und Mainz durchführen lassen. Dabei ergab sich, daß das Innere des Rheintalgrabens über den ganzen Meßbereich ein relatives Minimum ist. Mit Ausnahme eines Streifens bei Offenburg sind die Grabenränder durch einen beträchtlichen Schwerekraftsanstieg gekennzeichnet. Seine örtlichen Veränderungen geben der Erdölgeologie wichtige Hinweise auf Bau- und Strukturverhältnisse in der mittels Bohrungen noch gut erreichbaren Randzone. Der gravimetrische Bau des Inneren des Rheintalgrabens ist keinesfalls symmetrisch oder gleichförmig, sondern es heben sich mehrere Einzelstrukturen ab. Die wichtigste ist das große gravimetrische Tiefgebiet von Mannheim—Heidelberg—Weingarten, im südlichen Teil ONO, im nördlichen NNO streichend. Westlich Darmstadt liegt ein kleines isoliertes Tiefgebiet. Zwischen Kraichgau- und Zabernsenke legt sich quer über das Rheintal ein gravimetrisches Schwellengebiet. Im südlichen Abschnitt des Meßgebietes liegen die großen Strukturen des Grabeninneren scheinbar auf elsässischer Seite.

Mittels der Gravimeterwerte wurde eine Korrektion älterer Pendelwerte durchgeführt; so war es möglich, eine neue Schwerekarte für einen wesentlich vergrößerten Bereich zu entwerfen. Dabei ergab sich die Möglichkeit der Parallelisierung von Anomalien der Randgebirge. Außerdem zeigte sich, daß die Zabern — Kraichgau - Achse zwei Tiefgebiete, das Mannheimer und das Straßburger Tief, trennt. Diese werden geologisch den Charakter von Beckengebieten haben, wobei es möglich ist, daß für die Sedimentfüllung des südlichen Beckens das ältere Tertiär, des nördlichen das jüngere Tertiär von größerer Bedeutung war.

Berlin, den 18. März 1938

Hans Udluft:

Der Stand der Staublungenforschung und unsere Mitarbeit

Die im Dezember 1936 erlassene 3. Verordnung über die Ausdehnung der Unfallversicherung auf die Berufskrankheiten hat die Bestimmungen über die Anerkennung der Silikose und Siliko-Tuberkulose einer Neuordnung unterworfen, die die versicherungsrechtliche Lage geklärt hat. Das hat dazu geführt, daß mit der verstärkten Inanspruchnahme der Versicherungsträger der Erkrankung allgemein größte Aufmerksamkeit gewidmet wird. Es wurde ein Überblick über die Ausdehnung der Erkrankung im Bergbau und verschiedenen anderen Industrien gegeben.

Zum Zweck der Erforschung der Erkrankung und der sich ergebenden Vorbeugungsmaßnahmen sind unter Förderung des Reichs- und Preußischen Arbeits- und des Wirtschaftsministeriums eine Reihe von besonderen Arbeitsausschüssen eingesetzt worden; einigen von ihnen gehören Dr. Hellmers und der Verfasser an. Im Zusammenhang mit den Arbeiten des Unterausschusses für die Silikose im Flußspatbergbau haben die genannten einen Lungenrest eines an Silikose verstorbenen Flußspatbergmannes aufgearbeitet. Es wurden dazu die Methode der Veraschung und des Verfaulenlassens angewandt. Dabei ergab sich ein derart überraschender und bemerkenswerter Unterschied, daß wir zur Bestätigung eine Wiederholung eines solchen Parallelversuches für notwendig hielten.

Als Material für diesen Versuch wurde uns freundlicherweise ein größeres Stück der Lunge eines an Silikose verstorbenen Bergmannes aus dem Rheinisch-Westfälischen Industrierevier von Herrn Dr. di Biasi vom Krankenhaus Bergmannsheil in Bochum zur Verfügung gestellt. Von diesem haben wir gleiche Teile nach den folgenden Verfahren aufgearbeitet: 1. durch Veraschung, 2. nach der Methode Jones' mit HNO_3, 3. nach der Methode von Sundius, Bygden und Bruce mit Perhydrol, 4. durch Verfaulenlassen und 5. nach einer neu versuchten Methode nach Art der Verdauung mit Pepsin und anschließend mit Pankreatin.

Die Ergebnisse der Aufarbeitung sind in der folgenden Tabelle dargestellt. Übereinstimmend zeigt sie, daß alle Verfahren, bei denen jede Auswasch- und Dekantierflüssigkeit zur Aufarbeitung gekommen ist, das Vorhandensein von freier Kieselsäure in kolloidaler Form in dieser Lunge erwiesen haben. In den Mineralrückständen wurden sämtliche wichtigsten Mineralien der Nebengesteine der Steinkohlenflöze, aber k e i n Quarz gefunden. (Der genannte Quarz im Rückstand der Verdauungsmethode fiel durch seine weit überragende Größe aus dem Rahmen der übrigen Mineralien und hat sich wahrscheinlich in einem nicht beseitigten Gefäß befunden, so daß er

erhalten geblieben ist.) Da aber in diesen Gesteinen freie Kieselsäure in anderer Form als der kristallinen, wasserfreien des Quarzes nicht vorhanden ist, muß eine Umsetzung des Quarzes in der Lunge eingetreten sein.

	Veraschung	Methode JONES	Methode SUNDIUS	Fäulnis-Methode	Verdauungs-Methode
Mineral-rückstand	SiO_2-Glas Serizit	Kaolin Serizit Feldspat koll. SiO_2	Feldspat Kaolin Serizit Zirkon	Kaolin Serizit Feldspat	Kaolin Feldspat Serizit koll. SiO_2 Zirkon (Quarz)
Zentrifugier-flüssigkeit (schwerere Fraktion)			Kaolin Serizit koll. SiO_2	Serizit Feldspat koll. SiO_2	Kaolin Serizit koll. SiO_2
Zentrifugier-flüssigkeit (leichtere Fraktion)			Serizit Kaolin koll. SiO_2		(Pepsin-verd.) Kaolin Serizit Feldspat koll. SiO_2
Auswasch-flüssigkeit bzw. Dekanta-tionsflüssig-keit		Serizit Kaolin koll. SiO_2	Kaolin Serizit koll. SiO_2	Serizit koll. SiO_2	koll. SiO_2

Berlin, den 1. April 1938

Wolfgang Haller:

Tektonische und stratigraphische Bemerkungen zum Kahlberg bei Echte

Das Bestreben, die deutsche Wirtschaft von der Einfuhr ausländischer Rohstoffe weitestgehend frei zu machen, bildet die Voraussetzung für die Erschließung der Eisenerze des Lias gamma (Zone der *Dumortieria jamesoni*) am Kahlberg bei Echte. Die Aufschlußarbeiten haben in einer Reihe von Flach- und Tiefbohrungen ein genaues Bild der Schichtenfolge des Lias vermittelt.

Die Juraablagerungen am Kahlberg sind allseitig durch Brüche gegen das Muschelkalk- und Buntsandsteingebiet der Umgebung begrenzt, und besitzen in sich annähernd einen muldenförmigen Bau.

Im südlichen Vorlande des Kahlberges sind die Schichten vom Lias beta bis Lias zeta in lückenloser Folge zur Ablagerung gekommen. Vertikale Störungen sind hier nur in untergeordnetem Maße vorhanden. Der Lias alpha wurde nicht angetroffen. Im Liegenden des Lias wurde Steinmergelkeuper und älteres Steinsalz der Zechsteinformation erbohrt. Dieses Vorkommen von Steinsalz ist wohl auf flache Störungen einer Salztektonik zurückzuführen. An der Nordflanke des Kahlberges wurde ein vererzter Horizont im Bereiche der Dörntener Schichten des Lias zeta erschlossen. Der Erzhorizont im Lias gamma wurde an dieser Stelle wohl infolge starker Störungen nicht aufgefunden. Ebenso sind Schürfbohrungen auf das Gamma-Eisenerz am Wausterberge bei Dannhausen ergebnislos verlaufen.

Berlin, den 1. April 1938

Bernhard Körnke:

Ältere Oberflächenformen und letztglazialer Eisabbau in Ostpreußen

Es gibt im Norddeutschen Flachlande eine Reihe von Anzeichen, die es wahrscheinlich machen, daß die letzte Vereisung zum Teil in Abhängigkeit von älteren Reliefformen vor sich gegangen ist. Mehrfach beschrieben und in der Auswirkung klarer sind Fälle, in denen der Abbau des letzten Eises in Abhängigkeit unter dem Eise bereits vorhandener, älterer Reliefformen erfolgt ist.

In Ostpreußen zeigte eine genaue Untersuchung des großen diluvialen Haupttales (Inster-Pregeltalzug), daß in dem ostwestlich verlaufenden Pregelabschnitt dieses Tales Reste der Grundmoräne in Form von nicht ganz aufgearbeitetem Geschiebemergel, vorwiegend jedoch in Form von Blockpackungen und Steinsohlen an der Basis der meist nicht sehr (durchschnittlich 3 m) mächtigen Talkiese und -sande lagern. Die unter den Blocksohlen liegenden Sande sind in fast allen Fällen steil glazial gestaucht. Neben zahlreichen anderen Beweisen meist morphologischer Natur liegt hier ein weiterer Beweis älterer Anlage des Talabschnittes vor: eine Grundmoränendecke, deren Reste jetzt in den Terrassen und Inseln eingeschaltet sind, hat eine ältere Talform einst überkleidet.

In dem nordost-südwestlich verlaufenden Insterabschnitt des Haupttales herrscht am westlichen Talhang fast vollständig das Anlagerungsprofil (dünne Geschiebemergelüberkleidung), während am östlichen Hang Kiese, zum Teil von Endmoränencharakter, vorhanden sind. Beide Bildungen, der Geschiebemergel am Talhang, sowie die Kiese (bei Bindszohnen 10 m mächtig und im oberen Teil glazial gestaucht) sind unterlagert von interstadialen Ablagerungen, die neuerdings Gross als etwas jünger als das masurische Interstadial ansetzte. Das Vorhandensein dieser interstadialen Ablagerungen im Tale, die Erfüllung des Tales mit endmoränenartigen Kiesen und die Überkleidung des Talrandes mit Geschiebemergel sind Tatsachen, die auch für den Insterabschnitt des Haupttales den Nachweis älterer Anlage erbringen.

Im wesentlichen muß damit das ganze Tal eine ältere Reliefform sein, die in den letzten Phasen der Vereisung erneut den Schmelzwässern als Abflußweg diente.

Für die große Weichselsenke und die zentrale ostpreußische Mauerseesenke, sowie für einzelne positive Reliefformen, die sogenannten „isolierten Erhebungen", haben eine Anzahl Autoren ältere Anlagen wahrscheinlich zu machen versucht. Sie haben Vereisung und Eisabbau in Abhängigkeit von diesen Formen angenommen, ohne indessen schlüssige Beweise dafür zu liefern. Für gewisse Gebiete scheinen diese Beweise sich jedoch erbringen zu lassen.

Die Kuppel der Elbinger Höhen, die unvermittelt am Haffrande bis fast 200 m Meereshöhe aufsteigt, muß für das Eis ein Hindernis gewesen sein. Zwar hat das Eis diese Höhen vom Nordwestrande unter stärksten

Aufstauchungen erstiegen und überflossen, doch muß ein mächtigerer Tiefenstrom an seiner westlichen Flanke nach der Weichselsenke abgeflossen sein. Es befindet sich in diesem Flankengebiet ein Feld divergentstrahlig angeordneter drumlinoider Züge, die aus der NNW—SSO-Richtung nach dem westlichen Tiefengebiet zu allmählich immer mehr in die NO—SW-Richtung zur Weichselniederung abgelenkt sind. Man muß in diesem fächerförmig angeordneten System das Abbild eines Spaltensystems sehen, das hier im Grenzgebiet eines mächtigeren Tiefeneises zur Höhe hin sich bildete. Der Bau der drumlinoiden Züge läßt erkennen, daß es sich wahrscheinlich zum großen Teil um Aufpressungsformen in diesem Spaltensystem handelt. Der Ablenkungsmechanismus und die Annahme einer mächtigeren Eismasse in der Weichselsenke steht völlig im Einklang mit der Art der im Weichselgebiet vorhandenen Formen und Ablagerungen.

Als weitere Hochform zeigt der Stablack in Oberflächenbau und Ablagerungen seine Anwesenheit unter der Eisdecke an. Während an den Rändern eine seitliche Ablenkung der Tiefenströme sehr wahrscheinlich ist (Divergenz), zeigt das Hochgebiet im Großbau eine radialstrahlig konvergente Anordnung. Für diese Anordnung ist augenscheinlich ein großzügiges Spaltensystem verantwortlich zu machen, dessen morphologische Abbildung durch spätere Abschmelzvorgänge zum Teil wieder verwischt ist. Im Zentralgebiet des Stablacks, wo die größte Reliefenergie herrscht, im Dreieck Rositten—Orschen—Wildenhoff ist dieses System jedoch noch gut erkennbar.

Einen ähnlichen radialkonvergenten Bau im großen, senkrecht zu den bisher bekannten Endmoränen verlaufend, zeigen auch die Seesken-Suwalkier Höhen im östlichen Grenzgebiet Ostpreußens. Ob hier ein älter angelegtes Hochgebiet vorliegt, müssen nähere Untersuchungen entscheiden.

Berlin, den 1. April 1938

III. Register

a) Sachregister

Die Zahlen der Seiten mit Abbildungen sind **fett** gedruckt

Seite

A

Abiolithe 427, 435, 436
Abruzzengranit 685
Adorfer Kalk 87, 567, 576
Adorfer Stufe 87, 99, 568
Aefja 364, 365, 367, 383, 432
Affelner Mulde 92
Ahrdorfer Mulde 16, 20
Akaustobiolithe . 427, 432, 433, 434, 436
Albitisierung 685
Algengyttja 432
Alluvium der Spring 801
Alluvium des Streutales . 752, 760, 762
Alluvium des Unsdorfer Tales . . . 786
Alluvium des Werratales . . . 789, 805
Almindinggranit . . . . . 460—469
Alögranit 461
Altbretonische Phase 566
Altenbürener Störung 584
Alter der Brüche 27
Alter der Schräg- und Sigmoidalklüftung 531
Altersverhältnis der Blattverschiebungen zu den Randstörungen . . 55
Altersverhältnisse der Überschiebungsrichtungen 827
Anabitumen 379
Andalusit-Glimmerhornfelse 846
Andernacher Riegel 274
Anmoorige Böden 145
Anreicherung von Schill 498
Aplitische Randfazies mit einzelnen porphyrischen Feldspäten 685
Arbeitsausschuß „Wasser“ . . . 863, 864
Arenberger Schichten 273, 274
Arrlok-Porphyr 464
Asbydiabas 461, 466
Athleta-Zone 641
Attendorner Massenkalk 86
Attendorner Mulde 86, 93, 99

Seite

Attendorn—Elsper Mulde 82, 83, 84, 101 259, 566, 583, 584
Auenberger Schichten 257
Aufbereitung der Kohlen 288
Aufschüttungsformen 420
Aufschüttungs- und Erosionsdiskordanzen 492
Augustenhöher Sanderfläche 406, 413, 414
Ausgangsgestein 140

B

Bänderschiefer der Phillipsienbank 270
Bänderschieferfazies 90
Baltische Endmoräne, Große 456
Baltischer Höhenrücken 460
Bandschiefer 567, 568
Basalt des Hahnberges 752
Basaltdecken der Hohen Rhön . . . 747
Basalteisenstein im Tertiärbecken von Mitterteich 853
Beanspruchungsplan 832
Beckenfazies der Lyditstufe 97
Beckenfazies des Oberen Mitteldevons 86
Beisinghäuser Kalk 85, 86, 98, 567, 579
Belastungsdauer 593
Belastungsdruck 536
Bensberger Vorsprung des Siegerländer Blocks 583
Benshäuser Vorsprung 780
Beringer-Brunnen 478
Bernstein 368
Bernsteingräbereien von Rosenort . . 667
Beziehungen zwischen Tektonik und Salz 772
(Bio) Kalziolithe, Kalke und Kreiden (Kalkgesteine) 433, 436
Biolithe 427, 436
Biopelite oder Schlickgesteine 433, 434, 436
(Bio) Siderolithe oder Erze 433, 434, 436

Seite

(Bio) Silikolithe oder Gurgesteine 433, 434, 436
Bildungsweise der Rinnen 496
Bitterfelder Kohle 310
Bitumenhorizont des Kuckers'schen Brennschiefers 127
Blankenheimer Mulde . . . 13, 15, 16
Blattverschiebungen 45, 46, 48, 51, 53, 54, 61, 63, 75, 77
Blauer Ton A_1 a, b 120, 121
Blaukalk 493, 500
Blaukalk mit Kristalleinschlüssen von Cölestin 500
Blaukalklage 488, 494
Blaukalk-Rillen 500, 501
Bleibergwerk Scheven 70
Bleierzvorkommen von Mechernich 43, 70
Bleizinkknottenerze 72
Bleichhorizont 142
Bleichsand 145
Bleierzimprägnationen im bunten Keuper von Hirschau 856
Blei-Zink-Erze im Ruhrkarbon 843
Blockgerölle 505, 506, 540
Blybergporphyr . . 461—464, 466—469
Bodenart 140
Bodengestaltende Vorgänge bei der Auflösung von Toteismassen . . 424
Bodenkundlicher Aufbau der Laue . 147
Bodenkundlicher Aufbau der Senne . 146
Bodenleben 238
Bodenprofil 139
Bodenprofile im Eckelau und Lindelau 163
Bodenprofile im Langelau und Königslau 149
Bodenschätze des Bayerischen Waldes 855
Bodentyp 140
Bodentypenmethode 139
Bogheads 368, 430, 432, 436
Bohrung Bibra 773
Bohrung Birkenstein 1, Blattt Offen 587, 600, 610, 618
Bohrung Brömsenberg 734
Bohrung Cuxhaven 741
Bohrung E 66, Blatt Wathlingen 587, 600
Bohrung E 68, Blatt Wathlingen 587, 600, 610

Seite

Bohrung Eversen 615
Bohrung Freienwalde 1, Bl. Freienwalde 587, 600, 610
Bohrung Fröhlich 1, Bl. Wathlingen 587, 600, 610
Bohrung Hermannsburg 742, 744
Bohrung Hettenhausen 772
Bohrung Kreuzkamp 693
Bohrung Leversen 1, Bl. Harburg . 587, 600, 610
Bohrung Ovelgönne 1 741
Bohrung Rosa bei Roßdorf 773
Bohrung Sülze II d. Deutschen Petroleum-A.-G. 586, 587, 594, 600, 610, 619
Bohrung Volkensen 1 731
Bonzeler Mulde 99
Borkholm'sche und Lyckholm'sche Schicht F, Untersilur 110, 129
Bornholmgranit 463
Bottenmeer-Quarzporphyr . . . 462, 464
Brabanter Massiv 583, 695
Brackische Haffe 437
Brandenburger Phase 457, 459
Brauneisenstein als „Eiserner Hut" von Schwefelkieslagerstätten . . . 851
Brauner Gesteinsboden 146
Brauner Ostseeporphyr . . . 461—469
Brauner Särnaporphyr . . 461, 464, 466
Braune Waldböden . . . . . 141—143
Braunkohle 368, 430, 436
Braunkohle von Nordböhmen 338
Braunkohlen der Niederlausitz . . . 283
Bredvadporphyr . . . . . 461—469
Breitorf 367
Bretonische Diskordanzen im Sauerland 256
Bretonische Diskordanz und Visé-Transgression im Gebiet von Warstein 260
Bretonische Phase, Jüngere 259
Bretonisch-marsische Faltung . . . 103
Briloner Sattel 583
Brömsenberger Schwefelkiesscheibchen 741
Bruchschill 501
Bruchtektonik 62
Brüche ohne Verschiebung oder Klüfte 21
Bunter Gesteinsboden 146
Buntsandstein an der Straße von Schleusingen nach Ilmenau 815

Seite

Buntsandstein der Trierer Bucht . . 78
Buntsandsteinbruch bei Üdingen . . . 353
Buntsandsteinflorula 352
Buntsandsteingebiet bei Brüchs . . . 751
Buntsandsteingebiet des Fuldatales . 748
Buntsandsteinhorst des Heidelberges 756, 757
Buntsandsteinrest bei Breitenbenden . 59
Buntsandsteinschichten am Lehrberg . 754

C

Calciumionen 478
Calloviensis-Jason-Schichten von Ützing 655
Cancris D 2-Zone, oberer Teil 742
Cancris D 2-Zone, unterer Teil 742
Cannel 430
Cardissoides-Zone 210, 225
Carotinoide 372
Castanopsis-Horizont gegen Ende der Flözbildung 328
Castor-Pollux-Zone 634, 639, 654, 655, 656 662
Castor-Pollux-Zone von Bodendorf 655 656, 658
Castor-Pollux-Zone der Fränkischen Alb 661
Castor-Pollux-Zone von Lautlingen in Württemberg 654
Castor-Pollux-Zone von Rjäsan in Rußland 656
Castor-Stadium 646
Cenoman . 587, 592, 600, 603, 607, 610
Cephalopodenkalke im Liegenden des Fossley 257
Cephalopodenkalkfazies 89, 93
Cetraria-Cladonia-Assoziation . . . 557
Charazeenkalk 433
Cheiloceras-Kalke 89, 91
Chlorcalcium-Quellen 478, 480
Chlorcalciumquelle von Stecklenberg am Harz 478, 479, 483, 484
Chlorcalcium-Kochsalzquelle 482
Chlorophyll 372
Cimbrien 708, 714, 716, 718
Clymenienkalkfazies 91, 100
Clypeale-Schichten 209, 211, 225
Cölestinkristalle, ausgelaugte . . . 500

Seite

Collotia-Stadium 658
Commerner Horst 41, 42, 44
Commerner Störung . . . 46, 51, 59, 70
Cordiformis-Stufe 209
Cornuspira D 2-Zone 742
Culmschiefer und Grauwacken 478, 479 480
Cupress-Swamps 429
Cypridinenschiefer 90, 268
Cystideenkugeln 118

D

Dalarneporphyr 469
Dammer Eisenerzgebiet 850
Dasberg-Konglomerate . . 573, 576, 579
Dasberg-Stufe 93, 100, 265, 269, 570, 584
Dechenella-Bank 258
Dehnungen 611
Dehnungsklüfte 526
Desoxophyllerythrin 431
Desoxophyllerythroäthioporphyrin . . 431
Deuteroätioporphyrin 431
Devonische Schichten der Nordeifel 41
Diagenetische Erscheinungen . . 509, 540
Diagramm einer eozänen Lausitzer Schicht 340
Diagramm der Grube Werminghoff 342
Diapirismus 828
Diatomeenflora der Kieselgur des Hochsimmer 472, 476
Diatomeen führender Tuff 472
Diatomit 434, 436
Dictyonema-Schiefer 106, 431
Differenzierungen im vorvaristischen Unterbau 583
Digerbergkonglomerat 469
Digerbergsandstein . 461—464, 467—469
Dillmulde 101
Diluvialgeologische Erscheinungen der Neumark 460
Diluvialstratigraphie 666
Diluvium von Strausberg und Müncheberg 459
Dirschkeimer Sande 666, 667, 668, 671 672, 673
Discoides-Kalke 84, 85, 86, 88
Diskordanz unter dem Wocklumer Kalk 271

Seite

Dismal Swamp Peat 297, 304
Distractus-Stadium 646
Divesien 633, 639, 659
Dörntener Schichten des Lias zeta 873
Dollendorfer Mulde 13, 16
Dolimarbasalt 797
Donaurandbruch 855
Dorper Kalk 87
Dotteler Störung 51, 58, 59
Drei-Hügel-Heiligtum, Hügelgrab 138, 149, 170
Drossen-Reppener Rinne 456
Dünscheder Sattel 86, 87, 88, 91, 92, 93 96, 98, 99
Duncani-Stadium 652
Durchsinterungsvorgänge 527
Durchwachsung des Orthoklases mit Albit 680
Dy 366, 367, 368, 429, 430, 436
Dysodil 366
Dystrophe Seen 429, 430

E

Ebbe-Sattel 95, 583
Echinosphäritenkalk und Obere Linsenschicht C_1 . . . . . 117, 127
Echinosphaerites-Kugel 119
C_1 b *Echinosphaerites*-, Baukalkstein- und *Carpocystites*-Zone 128
Edaphon 561
Eichenberg-Gothaer Graben 780, 781, 828 834
Eifelsenke 39
Eifeler Hauptsattel, Gebiet nördlich des 10
Einfallen der Brüche 23
Einfluß des Salzes auf die Dislokationstypen 828
Einfluß des Salzes auf die Dislokationszonen 773
Einmuldung und Absenkung des Wellenkalkbeckens 525
Einteilungsschema der Saprolithe 363
Eisabbau in Ostpreußen, letztglazialer 875
Eisenerzbergbau vom Strehlenberg bei Marktredwitz 851

Seite

Eisenerze im basaltischen Zersatz 852
Eisenerze vom Hunsrücktyp 852
Eisenerze des Lias gamma 873
Eisenerze im Oberpfälzer Walde 851
Eisenflöze 713
Eisenflözregion im Mittleren Korallenoolith 712
Eisenglimmerführende Quarzgänge . 852
Eisenhorizont der Wohlverwahrtregion 701, 703, 704, 712
Eisenhumate 377
Eisenoolithflöze 703
Eisfelder Sporn 780
Eisfelder Vorsprung . . . 818, 821, 831
Eistransgression 456
Eisvorstoß des Züllichauer Bogens 459
Elastisches Verhalten 586
Elastizitätsgrade 595
Elastizitätsmodul (E-Modul) 593, 594, 595
Elektrizitätsgrade 611
Elsper Mulde 88, 91, 567, 570, 573, 581 582
Embryonale Stauchkalkbildung . . 527
Emscher Mulde 583
Endmoränen von Jehser—Klein-Heinersdorf—Groß-Gandern 460
Endmoränenzug von Betsche—Bauchwitz—Züllichau—Mittwalde—Beutnitz—(ev. Tammendorf)—Reichenwalde—Drossen 460
Endmoränenzug nördlich von Groß-Gandern 459
Enkeberger Kalk 260, 269
Enodatus-Stadium 652
Eozän 742
Eozän Nordamerikas 309
Eozäntone, marine 731
Epirogene Embryonaltektonik . . . 526
Epirogene Sonderbewegungen . . . 98
Epirogene Wellung der Erdkruste . 103
Erbenhäuser Mulde 752, 767
Erdbacher Kalk . . . 97, 263, 265, 271
Erdbacher Transgression 263
Erdmuriatische Kochsalzquelle . . . 482
Erdmuriatische Wässer 478, 482
Erdöl 368
Ericaceen-Torf 561
Erlenstandmoore 429
Erlensumpfmoor 429

Seite

Eruptivgesteinsgebiete des Waldenburger Berglandes 547
Erzführung, Entstehung 72
Erzführung im Felde „Maubacher Bleiberg“ 73
Erzführung auf der Grube „Gute Hoffnung“ bei Bescheid 73
Erzvorkommen des Stahlberges und der Mommel 809
Eskesberger Kalk 87
Essener Mulde 583
Essigsäureanhydrid-Schwefelsäure-Methode 290
Etroeungt 258
K_1, *Eurypterus*-Schichten 131
Eusaprocoll von Oberohe 376
Eusaprofikation 362, 368
Eusapropel 431
Eutaxit von Smaland 460, 463, 465—467 469
Eutrophe Seen 381, 437
Exine 284, 285

F

Fäulnis 362, 561
Falkenberger Granitmassiv 845
Falten der kaledonischen Gebirgsbildung 84
Faltenbau an der mittleren Ahr . . 5
Falten und Brüche im Saargebiet . 28
Fanglomerat 436, 438
Farbkohle (Kasseler Braun) 430
Faulschlamm (= Sapropel), eigentlicher 362, 363, 364, 367
Fauna von Hoxel 624
Fauna der Siegenstufe 624
Faziesverteilung des Devons im Harz 84
Faziesverteilung in Schwellen und Becken 98
Fennoskandische Masse . 708, 714, 715
Festland nördlich der Aller 718
Fettsubstanzen der rezenten Saprolithe 390
Feuchte Bergwälder Japans 343
Feuchtigkeitsgrad während der Flözbildungsperiode 330
Fiederspalten 57, 66, 751
Fiederspalten, echte, im Sinne von H. Cloos 722
Fiederspalten und Hyperbelsprünge 56
Filipstadgranit . . . . . 460—469
Finnentroper Schichten 85
Finnischer Rapakiwigranitporphyr 461, 464, 465
Flachmoor 437
Flaseriger Granit von Bornholm . 460
Flaserkalkschiefer 86, 567
Fließgewässer 437
Fließ- und Gleitbewegung 516
Flinzfazies des Oberen Mitteldevons 86
Flinzgebiet von Niedersalwey . . . 94
Flinzkalke, dunkle 567
Flivikgranit 469
Flöz Sonnenschein 843
Flözleeres Karbon 133
Floher Störung 818, 819
Flora von Kommern 353
Florenwechsel im Laufe der Flözbildung 328
Flußschlick 435, 436
Flußspatgänge im Kehlheimer und Nabburger Revier 855
Flußspatvorkommen am Kaaghof bei Nittenau und bei Taxöldern am Bayerischen Pfahl 855
Flysch-Ton 435, 436
Förna 364, 365, 367, 383, 432
Förnäfja 383
Fossile „Rinnen“ des Wellenkalks 498
Fossley 91, 100, 257
Fossley-Rotschiefer 90
Fraasi-Horizonte 643, 644, 647, 659, 660
Frankfurter Phase der Weichseleiszeit 455, 458, 459
Frankfurter Stadium der Weichsel-Vereisung, jüngere Staffel 455
Friedeberger und Woldenberger Landschaft 460
Frielinghäuser Teilmulde 92
Frühtektonisch angelegte Klüfte . . 526
Fuhseschichten, nach Riedel . . . 718
Fukoiden-*Eophyton*-Sandstein A_1 c, d 120, 121
Fuldaer Grabenzone 747
Fusithorizonte 286, 328, 329

Seite

G

Gabelung der Primärklüfte 513
Gamma-Eisenerz am Wausterberge bei Dannhausen 873
Garberggranitporphyr . . . . 460—469
Gattendorfer Kalk 271
Gattendorfer Stufe 96, 258, 262, 572, 573
Gattendorfia-Stufe Schindewolf's = *Protocanites*-Stufe H. Schmidt's . 258
Gebirgsböden 141
Gedinne 628
Gehängemoor 556, 562
Taf. 47, 1
Gehäuseform, ammonitenähnliche . . 237
Geiseltalkohle 292, 294, 295, 310, 320
Gelenkpolsterartige Verdickung 395, 399
Taf. 37, 2
Gelenkungsapparat 232
Gemmatum-Stadium . . . 647, 651, 652
Geometrie der Verwerfungen . . . 44
Geosynklinalraum der Osnabrücker Straße 708, 714, 715
Geröll-Lagen Reuter's . . 633, 639, 659
Gerthäuser Mulde 752, 767
Gerthäuser Sprung 751
Geschiebeuntersuchungen 457
Geschwindigkeiten longitudinaler Wellen 586, 595, 608, 617
Gestein ohne Bodenbildung 147
Gesteinsböden 141
Gewerkschaft Jünkerath 16
Gigas-Schichten 708
Gips 436
Gipswasser 478
Glanzkohle 430, 436
Glaukonit 434, 436
Glaukonitkalk B_2 125
Glaukonitsandstein B_1 125
Gleitfaltungen 494
Gleitvorgänge am Meeresboden . . 511
Glimmerschieferinsel nördlich von Schmalkalden 828
Glyphioceras-Stufe 97
Göttinger Leinetalgraben . 751, 766, 822
Graben der Eifelkalkmulden . . . 2
Grabungen der Reichsautobahn am Ostrand der Fränkischen Alb . . 632
Gräfentaler Schichten 851

Seite

Granit . . . . . 460—469
Granit von Aland 465, 469
Granitindustrie des Bayerischen Waldes 856
Granitporphyr 463, 469
Granitporphyr von Aland 462, 465—469
Granulaten-Senon 589, 596, 601, 604, 610
Granulatus-westfalicus-Senon 224
Graphitflöze des Passau-Obernzeller Gebietes 857
Grauer Refsundgranit 463, 464
Grauwackenhorizont mit Rhynchonellen, hangender 34
Graverforsgranit, dunkler 463
Gravimetermessungen im Oberrheintal 869
Gravimetrisches Tiefgebiet von Mannheim—Heidelberg—Weingarten . 869
Green River Formation, USA. 295, 301, 307, 320
Grenze Emscher—Untersenon . . . 209
Grenze Massenkalk—Oberdevon . . 88
Grenze zwischen den Siegener und Unterkoblenzschichten 8
Grenzsandstein 713, 715
Grieseler Os 415
Taf. 42, 1 u. 2
Grimminghausener Teilmulde . . 92, 570
Grobdetritus-Gyttja 369
Grönklittporphyrit . . . . . 461—469
Großrippeln 487, 490, 525, 539
Großrippeln des Elbsandsteingebirges 488
Großrippeln aus dem Skagerrak . . 490
Grube „Virginia unterirdisch“ . . . 71
Grünberger Höhenzug . . 456, 457, 459
Grünliche Gyttja des Sakrower Sees 377
Grundgebirgsvorsprung von Schmalkalden 811
Grundwasserspeichergestein 190
Grundwasserverhältnisse bei Mittelwasser und Mittel-Niedrigwasser . 199
Grundwasserverhältnisse bei Niedrigwasser 200
Grundwasserverhältnisse bei Ruhrhochwasser 197
Grundwasservorkommen im Einzugsgebiet des Velberter Wasserwerkes 195
Gryphaeenbank 699, 700
Gulielmii-Pollucinum-Stadium . . . 646

Seite

„Gutes Wasser" des Bades Suderode 478
Gyttja (Halbfaulschlamm) 362, 363, 364, 365, 367, 368, 376, 390, 430, 431, 432 436, 437
Gyttja-Tone 383, 435, 436

H

Hälleflinta . . . . 460—463, 465—469
Hälleflinta von Smaland 461, 462, 464 465
Halit (Salzgestein) 436, 438
Hangenberg-Kalk 258
Hangenbergschichten des Seilergebietes bei Iserlohn 96
Hangenberg-Schiefer . . . 258, 261, 271
Hangmoore des Erzgebirges 562
Harnische 55
Bad Harzburger Jura 710
Hauptbuntsandstein 42
Havelschlick 383
Hedenporphyr 461, 464, 465, 467
Heersumer Schichten . . . 699, 700, 709
Heideböden 141, 145
Heidelberghorst . . . 759, 761, 769, 771
Heilschlamm- (Gyttja-) Lagerstätte . 361
Hemberg-Stufe 91, 100, 569
Hemmoorer Stufe, Ältere, des Mittelmiozäns 730
Herdorfer Horizont der Siegener Schichten 34
Herdorfer Schichten . 624, 625, 626, 629
Herrscheid-Sandstein 92, 93
Herzynischer Störungszug von Heustreu 768
Heßleser Zone 780, 789, 792, 819, 823 824, 829, 834
Heustreuer Dislokationszone . 747, 754 769—771, 773—776
Hillesheimer Mulde 16
Hochmoor 547, 556
Hochmoortorfe 429, 436
Hohlformen durch subglaziale Spalten entstanden 420
Honseler Schichten 86
Hooke'sches Proportionalitätsgesetz 611
Horizont fossilarmer Grauwacke . . 7
Horizont mit vorwiegend *Pollenites henrici* . . . . . Taf. 26, 26

Seite

Horizont der *Reineckeia fraasi* Opp. . 659
Horizont mit Stadtfeldfauna . . . 34
Hornstein 434, 436
Horstzone des Hainberges 806
„Horst-" und „Muldenfazies" . . . 83
Hügelgrab nördlich der Sennetrift . 149
Humeralisoolith 702
Humite 428
Humifikation 368, 437
Humocoll (Torf) 366, 367, 430
Humolith (= Torfgestein) 362, 366, 368 428, 430, 431, 436
Humo-Metasapropel 379
Humopel 366, 367, 430
Humosapropel 363, 365, 366, 376, 377, 378 383, 430, 432
Humusgesteine 428
Humuskarbonatboden 146
Humus-Kohlen 428
Humusortstein des Aschenweges . . 171
Humussee 437
Hunsrückzeit 3
Hyperbelsprünge 67

I

Iberger Kalk 89
Ilseder Phase der subherzynen Orogenese 849
Inkohlung 365, 368, 437
Insterabschnitt 875
Inster-Pregeltalzug 875
Interglazial von Rinnersdorf . . . 468
Intine 286
Ionen des Natriums 478
Isergebirgsgranit 687, 688, 689
Iserlohn—Berleburger Querzone . . 103
„Isolierte Erhebungen" 875

J

Jason-Reihe 660
Jason-Stadium 646
Jungfrungranit 461

K

Kalkbänderschiefer 87
Kalkfaulschlamm (Kalziosapropel) . 383
Kalkkonglomerat des Zechsteins . 42
Kalkmeer des Mitteldevons 32

Seite

Kalkmulden-Zone der Eifel, nordsüdliche 2
Kalkoolith 433, 436
Kalkschlamm der Bahama-Inseln . . 433
Kalktuff 433, 436
„Kaller Stollen“ 70
Kallbergetporphyr 461, 462, 466, 467, 469
Kambrische Kalke der Gegend von Arzberg 351
Kambro-silurische Sedimente . 695, 696
Kamesbildungen 422, 424, 425
Kamesterrassen 421, 423
Kaoline des Passauer Gebietes . . 355
Karbonische Faltung 32
Karbonische Sporen 285
Katastrophenartige Großfluten . . . 506
Katillaporphyr 462, 465, 466, 469
Kaustobiolithe (Brennsteine) 426, 428 432, 436
Kegel'sche Schicht 128
Keldenicher Störung 51, 59
Kellaway-Schichten 632, 633
Kellaway-Schichten von Peterborough 643
Kellawaysites-Stadium 658
Kellersgraben 797
Kellwasserkalk 88
Keppleriten-Stadium 646
Keupersenke bei Aschenhausen . . 751
Kieselgur 434, 436, 472
Kieselgur von Oberohe . . 376, 377, 434
Kieselkalk-Horizont 97, 264
Kieselkalk-Horizont bei Belecke . . 268
Kieseloolithterrasse 274
Kieselschiefer 434, 436
Kimmeridge 705, 713
Kimmerische Orogenese 718
Kinnediabas 467
Klimmhaken . . . . . 394, 395 Taf. 36, 2—5
Klinger Gangzug 309
Klinger Spalte (Störung) 310, 318, 319
Klittbergporphyr 463
Klüfte, die Faltenachse mit mittlerem Winkel schneidend 22
Klüfte parallel der Faltenachse . . . 21
Klüfte spitzwinklig zur Faltenachse . 22
Klüftung 61, 67
Klüftung im Buntsandstein von Trier 75
Knollenkalk der Dasberg-Stufe 260, 269

Seite

Koblenzquarzit 480, 626
Koblenzschichten 478
Koblenzstufe am Bosporus 626
Koblenzstufe von Westfrankreich und Spanien 626
Kölner und Roer-Erft-Bucht 39
Königsborner Graben 584
Königslauumwallung 175
Kohleneisenstein 434, 436
Kohlenhumus 430
Kohlenkalk der Gegend von Sundern 97
KOH-Methode 290
Kolmarer Stadium 455
Kolonialer Bergbau 867
Kolonialforderung 867
Konglomerat 436, 438
Konglomeratbänke 505, 509, 540
Konglomeratführende Dasbergsandsteine 94
Konglomeratische Bildungen 505
Konglomeratischer Digerbergsandstein 466
Konglomeratischer Wellenkalk 505, 506 508, 540
Konzentrationslagerstätten in Schuttgesteinsbecken mit arider Umgebung 72
Kopal 368
Koprogene Umformung der Gyttja . 364
Korallenknollenkalk und Kalkmergel: ? Obersilur H, G 109
Korallenlager Allmendinger's . . 641
Korallenoolith 700, 709, 715
Korallenoolith der Hildesheimer Gegend 702
Korallenoolith des Weserberglandes 702
Korrelation 744
Korrosionserscheinungen der Braunkohlenexinen 285
Kristalline „Durchragung Paläoeuropas“ 583
Kristalltuff von Fagerhult . . . 460, 461
Kuckersit 106, 432
C_2 Kuckers'sche Schicht, C_3 Itfer'sche Schicht, D_1 Unterjewe-Schicht 128
Küstennähe der Schelfmeere . 437, 438
Kugelgranite 679
Kugelgranit von Korsika und Finnland 679

Seite

Kugelgranit im Riesengebirge 677, 678, 689
Taf. 55—57
Kugelige Pilzsporen 292
Kulm 97
Kulmdiskordanz 257
Kulmkieselschiefer 101
Kulmtonschiefer 268
Kulmtonschiefer, Liegende 97
Kulmtonschiefer der *Dibunophyllum*-Zone 277, 278, 279
Kupfererze von Stadtberge 862
Kupfererze von Twiste 862
Kupferlagerstättte von Thalitter südlich Korbach 861
Kupferletten der Korbacher Bucht (Waldeck) 861
Kupferschiefer 368, 431, 436
Kupferschieferlagerstätten in Mitteldeutschland 841

L

Laacher See, Entstehung 273
Labilprotobituminöser Faulschlamm (= Eusapropel = echter Faulschlamm) 362, 363, 364, 365, 368, 375 376, 377
Lage der Rillen im Schichtverband . 501
Lagen vulkanischer Asche im unteren Teil des Eozäns 730, 741
Lagerstätten in Abhängigkeit von tertiären Landoberflächen 855
Lagerstätten der alten Gneise . . 857
Lagerstätten auf spätvaristischen bis saxonischen Störungen 855
Lagerstätten im unmittelbaren Zusammenhang mit den Intrusionen der varistischen Orogenese . . . 856
Lahn-Dillmulde 83, 84
Lamberti-Knollen 633
Lamberti-Schichten . 632, 634, 643, 659
Lamberti-Schichten von Trockau in Oberfranken . . . 633, 658, 659, 660
Lamberti-Zone (Divesien) 641
Laubdy 367
Leichenwachs, anabituminöses . . . 382
Leichenwachsbildung für die Erdölentstehung, Bedeutung 382
Leuzitphonolithtuff 472

Seite

Limane 437
Limestone coals 397
Limnisches Litoral 437
Linie des stärksten „tektonischen Gefälles“ 59
Liptobiolith 368, 428
Litoral der eutrophen Seen . 437, 438
Litoral der oligotrophen Gewässer 437, 438
Lochtroper Sattel 92
Lösungsrippeln 509, 511, 512, 526, 535 536, 540
Lösungsrippeln, Künstliche Herstellung 523
Lösungsrippeln und Schichtfugen . 513
Lokalisierung der Pressungserscheinungen 826
Londonton 732, 734, 741
Lüdenscheider Mulde 97
Luftbild des Schollener Sees . . . 386
Lydit-Horizont des Kulms 263

M

Mäandrieren der Wasserläufe . . . 498
Mälarporphyr 462, 466, 468
Magerkohle bei Wengern 583
Magnetische Anomalie 691
Magnetkieslinsen am Dachsberg . . 857
Magnetkiesvorkommen vom Bodenmaiser Typ 857
Mangrove-Schlick 435, 436
Mannheimer und Straßburger Tief . 869
Mansfelder Bergbau 841
Manticoceras-Stufe (Adorf, I γ—δ) . 260
Marahunit 432
Mariehamngranit 462
Marines Litoral 437
Marisfelder System, Störungen . . 780 794, 797, 798, 823, 825 827, 830, 833, 834, 835
Marsische Falten bei Iserlohn, Stockum, Frielinghausen, Diedenshausen und Amönau 582
Marsische Falten bei Warstein . . 584
Marsische Faltung nördlich der Lahnmulde 95
Marsische Faltungsphase 259, 260, 267 270

Seite

Marsische Phase der bretonischen Faltung 93, 566
Marsische Phase der Elsper Mulde . 573
Marsische Störung 580
Martens-Hesse-Spiegelapparat . . . 593
Massenkalk 86, 101
Massenkalk an der Basis des Adorfer Kalkes 85, 89
Massiv von Stavelot 695
Masurisches Interstadial 375
Mattkohle 430
Maximum von Betulaceen 328
Mechanik der Störungssysteme . . . 63
Mechanik der Verwerfungen 30
Mechanische Begleiterscheinungen der Verwerfungen 55
Mechanische Beziehungen der Störungssysteme zueinander 67
Mechanismus der Störungen 821
Mechernicher Störungen 45, 46, 48, 49 66, 70, 77
Mecklenburgischer Geschiebemergel . 668
Mecklenburgisches Alttertiär . . . 741
Mecklenburgisch—Pommersche Schollenlandschaft 283
Meggen—Bremker Schwelle 99
Meggen—Halberbrachter Straße . . 90
Meggener Mulde 84, 88, 90, 91, 92, 99
Meggener Schwefelkies- bzw. Schwerspatlager 84
Meininger Becken 491, 511
Mesoätioporphyrin 431
Mesoporphyrin 431
Meßreihen zur Bestimmung des E-Moduls 595
Metasaprofikation 362, 368
Metasapropel 432
Metasomatische Spateisenerze . . . 851
Methodik der Achsenuntersuchungen 10
Migmatit 845, 846
Migmatitbildung 845
„Mikrobiostratigraphische" Gliederung 731
Minerale der Erstarrungsgesteine . 671
Minerale der metamorphen Gesteine 671
Minerale, stabile, pegmatitische und akzessorische 671
Minette 434, 436
Minima von *Sequoia* 330
Miozän 738, 742

Seite

Miozän der Ville 311
Mittel-Alb 591, 599, 602, 607
Mittel-Cenoman 591, 599, 602, 607, 613
Mitteldevon des Schwarzbachtales bei Ratingen 695
Mitteldevon der Sötenicher Mulde . 41
Mitteldevon des Wennegebietes . . 566
Mitteldevonische Konglomerate von Ratingen 583
Mitteldevonischer Onondaga limestone (Jeffersonville formation) 442
Mittel-Emscher 589, 590 597, 601, 604, 605
Mittelmeer-Mjösenzone 2
Mittel- und Oberdevon 4
Mitteloligozän 738
Mitteloligozäner Septarienton . . . 731
Mittel-Unter-Hauterive . . 591, 599, 603
Mittlerer Keuper der Hahnbergmulde 751
Mittlerer Kimmeridge . . 705, 706, 707
Mittlerer Korallenoolith 700, 701, 703, 712
Mittleres Kellaway der Göppinger—Kirchheimer Alb 661
Mittlere Siegener Schichten 5
Mittlere Stringocephalenschichten . 85 86, 93
Moder 368
Molassekohle 380, 381
Moore 145
Moorerde 145, 429, 436
Moorkalk 433
Moostorf 561
Moräne von Klein-Heinersdorf—Niedewitz 402
Mosbacher Becken 488, 489, 490, 491, 511 . 512, 533, 535
Münstersches Kreidebecken 693
Mukronaten-Senon 587, 588, 592, 596, 600 603, 607, 609, 610, 617, 618
Mumifikation 365
Muschelkalkgraben vom Wettersberg nordöstlich von Hirschbach . . . 315
Muschelkalkvorkommen von Fambach 788
Muschelsandstein 44
Muschelschillagen 704
Mutterboden oder Krume 139

N

Namur A 397
Nassauische Faltungsphase 259, 263, 271

Seite

Naßböden 141, 145
Nassensand 138
Nasse Waldböden 141, 144
Naumburger Graben in Hessen . . 847
Nehdener Plattensandstein 92
Nehdener Schiefer 88, 90, 242
Nehdener Stufe 88, 99, 568
Nehden—Hemberg-Aufwölbung . . 580
Neigungsrichtungen der Mechernicher Störungen 51
Neigungswinkel und Schnittwinkel . 51
Nenhagener Erdölfeld 849
Netraer Graben 781, 828
Neuengammer Gassande 731, 736
Neumayr's Ardenneninsel + Rheinische Masse 709
Niederhessischer Graben 834
Niederrheinische Bucht 39
Niederschläge im Einzugsgebiet des Vogelsangbaches 194
Niederterrassenfläche 188, 190
Nodosaria D 2-Zone 742
Nomenklatur der Unterwasser-Ablagerungen 426
Nomenklatur der sog. Zaphrentiden des europäischen Karbons . . . 448
Nonnenwaldmulde 380, 381
Nordheimer Zone 755, 769
Nordrhönscholle 748, 750
Nordsüdzone, Entwicklungsgeschichte der 31
Normung der Terminologie der subäquatischen Sedimente 426
Nymalaporphyr 463, 464, 467
Nyssaceen-Horizont . . . . Taf. 26, 25

O

Obductus-Lager der Göppinger—Kirchheimer Alb 661, 662
Ober-Alb 591, 599, 602, 607
Oberbayerische Pechkohle 366
Ober-Cenoman 591, 599, 602, 607, 609, 610
Oberdevonische Cephalopodenkalke . 260
Ober-Emscher 587, 589, 592, 597, 600, 601 603, 604, 607, 608, 610, 619
Obereozän 737, 741, 743
Oberer Kimmeridge 705, 707

Seite

Oberer Korallenoolith (*Humeralis*-oolith) . . 700, 704, 705, 706, 713, 716
Oberflöz 284
Oberjewe-Schicht $D_{2,3}$ 116, 128
Oberkatzer Bruchzone 747, 749, 750, 765 766, 767, 773, 775
Oberkoblenzschichten 8, 628
Oberkreide Hannovers 849, 850
Obermitteldevonfaltung 98
Obereligozän 738
Obersilur 130
Obertournai 262, 267
Obertournai-Schiefer 271
Ober-Turon . . . 590, 597, 602, 605, 609
Obere Adorfer Stufe 99
Obere Dasberg-Schichten . . . 259, 261
Obere *Granulatus-westfalicus*-Schichten 227
„Obere Linsenschicht" Estlands . . 127
Obere Nehdener Schichten 90
Obere Öselschichten „K_1" Obersilur 107
Obere *Pericyclus*-Stufe 97
Obere Siegener Schichten 6
Obere Stringocephalenschichten 84, 85 98, 567
Oberer Buntsandstein 43
Oberer Emscher 211
Oberer Emscher + unteres Untersenon 228
Oberer Vaginatenkalk und Untere Linsenschicht B_3 119
Oberes Kellaway 637
Oberes Kellaway von Bodendorf-Trockau 641, 659
Oberes Kellaway von Popilany . . 641
Oberes Mitteldevon 84, 567
Oberes Mittel-Turon 590, 598, 602, 605
Oberes Mukronaten-Senon 596
Oberflächenformen, Ältere, in Ostpreußen 875
Oberstes Siegen 8
Obolus-Sandstein 106
Ocker 434, 436
Odergletscher 455, 456
Odershäuser Kalk 98
Oder- und Weichsellobus 455
Öje-Diabasporphyrit . . . 461, 463, 466
Öl der Pechkohle des Alpenrandes . 377
Ölschiefer 380

Seite

„Ölschiefer" der Greenriverformation 362
Offene Brüche oder Spalten 21
Oil Shales 297
Old-Red-Kontinent 31, 32
Oligozän 738, 742
Oligozänablagerungen der Provinz Sachsen 283
Oolithenbank α und Terebratelbänke von Jena 488
Opalinus-Tone der Schwäbischen Alb 640
Orbicularis-Schichten 498
Ornatenton 699
Orogene Faltung 103
Orterde oder Ortstein 145
Orthoklaskern der Kugelgranite . . 685
Osnabrücker Straße 698, 716
Ostheimer Zone 759, 769
Ostrand der Rheinischen Masse . . 347
Ostsauerländer Hauptsattel . . 95, 582
Ostsauerländische und hessische Hauptfaltung 103
Ostseediabasmandelstein 466
Ostseesyenitporphyr 467, 469
Oxford Clay von Loch Staffin, Isle of Skye 651
Oxyhumodile 430

P

Paeckelmann'sche Querzone 95
Paläoeuropäischer Kontinent . . . 695
Paleozän 732
Palingenese E. Häckel's 649
Parallelität der Schwellenachse mit den varistischen Falten 101
Parallelität der Schwellen- und Beckenachsen mit den Faltenzügen 100
Parasiten 292
„Partiell antithetisches Verhalten der Schollenränder" 823, 825, 826, 827, 834 835
Paskallavikporphyre . . . . . 460—469
Pelit, Ton (Tongestein) 435, 436
Pellenzsenke 274
Pelose 362, 367, 370, 375, 390
Pelose als Standardtypus eines Heilschlammes 390
Pentamerus-Kalk 130
Perisphinctes decipiens-Zone . . 710, 716

Seite

Pfälzisch-saarländischer Wellenkalk 496, 510, 511, 512, 522
Pfahl 355
Phanerogamen- und Gefäßkryptogamenflora von Görbersdorf . . 548
Pharciceras-Kalk 87, 88
Phonolithtuffe 472
Phosphatgesteine 436
Pilzsporen, Doppelkegelige 292
Pinus-Horizont . . . . . Taf. 26, 27
Pinus-Maximum 328
Plattensandstein von Elberfeld-Iserlohn 90
Plattige Kalkmergel der Schaumkalkregion 498
Plattige Tone mit Basalkonglomerat 741
Pönsandsteinfazies 91, 92
Poissonsche Zahl 595
Pollen, Erhaltung und Widerstandsfähigkeit der 284
Pollenanalysen 169, 383, 562
Pollenflora der Niederlausitzer Braunkohle 282
Pollenin 286
Pollenkonzentration und Häufigkeit der Gattungen in den Schichten des Margaprofils 328
Pollen zweifelhafter Herkunft . . . 325
Pollux-Stadium 646, 647
Polybitumen 380
Pommersche Phase . 455, 456, 457, 460
Pompeckj'sche Schwelle 718, 849
Pont 732
Porenvolumen 586
Porosität 595
Porositätskurve 608
Porphyr von Smaland . . . 460—469
Porphyrine 431
Porphyrische Orthoklaskristalle . . 679
von Portatius'sche Waldungen . . 563
Posidonienschiefer 97, 268
Postkarbonische Entwicklung 32
Postmarsische Abtragung 94
Posttriadische Weiterbildung der Depressionszone 33
Postvaristische Störung 580
Potamogeton-Kalk 433
Präfossley-Faltung 257

Seite

Präkulm-Faltung 257
Prätriadische Dolomitflur 32
Pressungsperiode 832
Prickgranit . . . . . 461—464, 466—469
Priele 509
Primäre Sedimentationserscheinungen 539
Primärklüfte 510, 511, 536
Profil von Boll 641
Profil Kallmuther Berg—Risa Schacht 55
Profil von Ovelgönne 742
Profil Trockau 637
Profundal der oligotrophen Gewässer 437, 438
Prolobites-Platyclymenia-Stufe des Enkeberges (Oberdevon III β) 247, 248 254
Proterogenese SCHINDEWOLF's 649, 650 653
Protobitumina 379
Proximaler Stielteil 232
Prümer Mulde 13
Prümer und Gerolsteiner Mulde . . 16
Psammit (Sandgestein) 436, 438
Pseudogardeni-Schichten 225
Pseudogerölle . . . . 531, 639, 640, 659 Taf. 52, 1, 1 a
Pseudosphärolithporphyr von Ragunda 467
Pulvinulina D 5-Zone 742
Pyritkügelchen 735
Pyropissit 368
Pyterlit . . . . . 461—464, 466, 468, 469

Q

Quadraten-Senon 209, 588, 596, 601, 604 611, 612
Quarzitische Grauwacken von Bensberg 34
Quarzitische Grauwacke des Unterkoblenz 6
Quarzitzug an der Grenze von Koblenz- und Siegener Schichten . . 34
Quarzporphyr von Aland . 462, 463, 469
Quellkalk 410, 436
Quellmoore 403
Quellschlick 435, 436
Querplattung 527
Querschwelle 582
Querstörungen 75

Seite

Quertektonik und ihr Verhältnis zur herzynischen Tektonik 829
Querzonen im Rheinischen Schiefergebirge 582
Quer zur Faltenachse streichende Klüfte 22

R

Radiolariengestein 740, 741
Radiolariengur 434, 436
Radiolarit 434, 436
Radiumquelle 482
Rännasporphyr 463
Ragundagranit . . . 461, 462, 466, 468
Ramberg-Granit 478, 480
Randstörung des Korbacher Grabens 862
Randstörungen 65
Randstörungen der Niederrheinischen Bucht 45, 49, 78
Randüberschiebung bei Brattendorf und Merbelsrod 821
Randüberschiebung bei Crock und Hirschendorf 821
Rapakiwi . . . . . 461—469
Rapakiwi von Aland 460, 469
Rapakiwigranitporphyr 462
Rapakiwigranitporphyr von Aland 461—465
Rasenia mutabilis-Zeit 716
Rauhflaserhorizont 624
Raumgewicht 586, 593, 609
Raum- und spezifisches Gewicht . 595
Redwitzit 845, 846, 851
Regionale Verteilung der Bleierze . . 78
Regionale Verbreitung der Mechernicher Störungen 58
Regionaltektonische Zusammenhänge 830
Reichsarbeitsgemeinschaft für Raumforschung 863
Reichsautobahn am Ostrand der Fränkischen Alb 634
Reichsautobahn Schleiz—Ingolstadt . 634
Reinbeker Stufe des Mittelmiozäns, jüngere 730
Reineckeites-Stadium 658
Relatives Alter zwischen Erzführung und Tektonik 71
Relatives Alter der Randstörungen zu den Mechernicher Störungen . 55

Seite

Reliktstrukturen 835
Remscheid-Altenaer Sattel . . . 95, 583
Rhät? 591, 599, 603, 607
Rheinische Verwerfungen 753
Rheinischer Leinetalgraben 768
Rheinisch-Ardennische Masse 710, 713 715
Rheintalgraben, Inneres des 869
Rhombenporphyr von Oslo 466
Rhonesenke 34
Richtungen der Brüche 23
Riesengebirgsgranit 688
Riesenrippeln 490
Riffkalk 433, 436
Rillen 498, 539
Rinden-(*Dictyoxylon*-)Struktur . . . 399
Rinnen 41, 59, 491, 492, 539
Rinnersdorfer Interglazial 459
Rippelmarken 487
Rödö-Granitporphyr 464
Rödö-Syenitporphyr 462
Rödörapakiwi 461
Rohboden 139
Rohhumus 145
Rohhumusdecken 429
Rohrer Mulde 16
Rostfarbener Ortstein 145
Rostfarbener Sand 145
Rostfarbene Waldböden 141, 144
Roteisensteinvorkommen von Willmannsdorf 859
Roter Graverforsgranit . . 461, 463, 469
Roter Ostseeporphyr . . . . 461—469
Roter Refsundgranit 462—464, 466, 467 469
Roter Rödö-Felsitporphyr 463
Roter Rödöquarzporphyr 469
Roter Särnaporphyr . . . . . 460—469
Roter Siljangranit . . . . . 461—466
Roter Vaginaten-Orthocerenkalk . . 127
Rotschiefer des Sauerländischen Oberdevons 90
Rugose Einzelkorallen 111
Ruhrpegel, Gang der 193
Ruhrwassermengen bei Kettwig und die Pegelstände der Ruhr 191
Rupelton 742
Rutschungen 494

S

Salagranit 461, 464
Salpetersäure-Kalilauge-Aufbereitungsmethode 290
Salz 436
Salz des Zechsteins am nördlichen Harzrand 478
Salzbergmergel 227
Salzstock von Sülze 587, 614
Salzstöcke des Hannoverschen Flachlandes 849
Sand 329, 436, 438
Sandfazies der Oberen Nehdener Schichten 90
Sandiges Oberes Mitteldevon . . . 85
Sandproben vom Seehundstein . . 671
Sandstein 436, 438
Saprofikation 362, 368
Saprohumopele 363, 366
Saprolit (Schlammgestein) 362, 363, 368 428, 430, 431, 436
Saprolithe und Humolithe, genetische Systematik der 362
Sapropel (Vollfaulschlamm) 431, 436, 437
Sattelzug von Elsmecke 98
Sattelzug von Melbecke 98
Sattelzug von Obervelbert-Landenbeck 98
Saxonien 822
Saxonische Strukturen 331
Schafhäuser Mulde 752
Schafhäuser Sprung 752
Schicht der Marmorkalkblöcke C. Dorn's 658
Schichten von Comblain-au-Pont . . 279
Schichten von Etroeungt—Comblain-au-Pont 95
Schichten des *Inoceramus cordiformis* usw. 211
Schichten des *Inoceramus undulatoplicatus* Schlüt. 211
Schichtenfolge der Grenze Devon—Kulm 257
Schichtenfolge des Unteren und Mittleren Devons 34
Schichtenliste der Bohrung Dünaburg 107
Schichtige mesozoische Absätze . . 855
Schill 433, 436, 493, 500

Seite

Schillbänkchen 538
Schillkalklage 494
Schlamm des gemischten Phanerogamenrasens 364
Schlammige Sedimente des Wattes der Nordsee 497
Schlangensteine 498, 504
Schlangenwülste 501
Schlickgerölle 574
Schlinglianen nach Art der Baumwürgerlianen 393
Schmalkalder Vorsprung 831, 835
Schmierkohle 430
Schneebergstörung 798
Schotter 436, 438
Schottische tertiäre Kohle 309
Schrägschichtungen 498
Schräg- und Sigmoidalklüftung 527, 523 535, 541
Schriftgranit 687
Schwarzburger Sattel 831
Schwarze Cephalopoden-Kalke . . . 85
Schwarze Knollen 633, 642, 643
Schwarze Orterde bzw. schwarzer Ortstein 145
Schwefelkiesgrube „Bayerland“ bei Pfaffenreuth 851
Schwefelkiesvorkommen von der Schwelz bei Lam 857
Schwellen- und Beckenfazies . . 83, 84
Schwemmtorf, Torfschlamm 367, 383, 430
Schwerspat- und Quarzimprägnationen von Wendelstein, südlich Nürnberg 856
Schwimmanpassung 236
Schwundbildung 524
Sciadopitys-Nadelkohle 307
Sedimentäre Eisenerze des Ordoviziums 851, 852
Sedimentzufuhr vom Nordatlantischen Kontinent 98
Sedimentäre Mn-Erze 436
Seebeben 506
See-Erz 434, 436
Seekalk 433
Seekreide = Kalziocoll 370, 383, 433, 436
Seiberts-Graben 12
Seifener Schichten 624, 627
Seifenlagerstätten der nördlichen Oberpfalz 855

Seite

Seiler Schichten 259
Seismische Refraktionsmessungen 587, 613
Selscheider Schichten 230
Senftenberger Revier, Geologie des 283
Septarienton 738
Siegener Block 31, 32
Siegener Schichten 628
Siegener Schwelle 31, 32
Siegenerzeit 3
Siegerländer Block 103
Siegerländer Sattel 582
Siegerländer Sattelkomplex 95
Sigmoidale Verbiegung 537
Sigmoidalklüftung 529, 536, 538
Silikose 871
Siliko-Tuberkulose 871
Siljangranit 469
Sillimanit- und Kordieritgneise des Bayerischen Waldes 846
Smalandgranit 463, 464, 466
Smalandporphyr 464
Soester Sattel 583, 693, 695
Sötenicher Mulde 13
Solwässer, Abart von 478
Sonnenberger Verwerfung 46, 49, 51, 58 59, 70
Sontraer Graben 781, 828
Spättriadische Eifelbruchzone . . . 3
Spannungen 611
„Sparganum“-Struktur 396
Spessartschwelle 773, 828
Spezifisches Gewicht . . 586, 593, 609
Spindelförmige Pilzsporen 292
Spinosum-annulatum-Stadium . . . 647
Spinosum-Schichten (Horizonte) 641, 642 658, 659
Splitterschiefer H. Schmidt's . . . 262
Spongiengur 434, 436
Stabilprotobituminöser Faulschlamm (= Metasapropel = Gyttja) 362, 364 366, 368
Stadtfeld-Horizont 6
Stäteberg-Flöz 862
Stahlbergstörung 810, 825
Standmoorbildung 329
Statistik der Kluftmessungen . . . 22
Staublungenforschung 871

Seite

Stauchmoränengürtel von Spudlow—Zielenzig—Schwiebus 456
Stauchmoränenlandschaft von Lagow—Schönow 402
Stauchmoränenzug Zielenzig—Schwiebus—Bauchwitz 459, 460
Steilküste von Brüsterort bis Kraxtepellen—Palmnicken 666
Steilküste des ostpreußischen Samlandes 666
Steinbacher Randverwerfung . . . 814
Steinbruch am Eulenspiegel bei Kallenhardt 269
Steinförder Fazies 587
Steingruben zwischen Grenzhaus und Tafelweg westlich Liepe 460
Steinkohle 430, 436
Steinkohlenwald eine Art Regenwald 393
Steppenböden 141
Stockholmgranit 464
Störkörper 692, 693
Störungszone bei Eichenhausen . . 771
Störungszone östlich der Hasel . . 800
Störungszone zwischen Heustreu und Saal a. d. Saale 761
Störungen des Kleinen Thüringer Waldes . . 780, 795, 823, 824, 833, 834
Stoff der Rillenausfüllung 500
Stoff der Rinnenausfüllung . . 493, 500
Stratigraphie des Oberen Emschers und Unteren Untersenons 224
Stratigraphie der Salzbergschichten 208
Striegauer Granit 859
Stubbenhorizonte 293
Stubben des zweiten Stubbenhorizonts 308
Studiengesellschaft Deutscher Kupferbergbau G. m. b. H. in Eisleben . 841
Stütz- oder Klimmpflanzen 393
Subaquatische Gleitfaltung 505
Subglaziale Spalten 418
Subglaziale Vorgänge 401
Subherzyne Kreidemulde 849
Subnodatum-geminatum-Reihe . . . 655
Sudetenrandverwerfung 859
Süddeutscher Wellenkalk 511
Süddeutsches Kellaway 658
Südostwall der alten Fürstenallee im Fichtenwalde 172
Südrhönscholle 748

Seite

Südschwedische Geschiebe . . . 457, 458
Südwestende des Eifeler Hauptsattels 5
Südwestliche Randverwerfung des Thüringer Waldes 779, 780, 789, 809, 823, 825, 830, 833, 835
Sulfidlagerstätten vom Typus Bodenmais 357
Sumpfcypresse bei der Braunkohlenbildung 342
Sumpfmoore 429
Syenitporphyr 469
Syenitporphyr von Smaland 463
Symbionten von Nadelhölzern . . . 292
Synorogene Faltungen der bretonischen Gebirgsbildung 103
Syrtale-Schichten 211, 224

T

Tafelschollen 819
Tagebau „Bachrevier“ . . 45, 47, 49, 59
Tagebau Günnersdorf 49, 51, 55, 59, 71
Tagebau Kallmuther Berg 45, 46, 47, 55, 71
Tagebaue des Mechernicher Bergbaugebietes 40
Tambacher Mulde 831
Tauberbarre 522, 526, 533
Taunusquarzit von Assmannshausen 628, 629
Taunusquarzit von Hoxel 629
Taunusquarzit von Katzenellenbogen 628
Taunusquarzit von Leingipfel bei Rüdesheim 628
Taunusquarzit der Stromberger Neuhütte 627
Taunusquarzitsättel des Hunsrücks 622
Taxodiensümpfe Nordamerikas . . 343
Teilfäulnis (= Metasaprofikation) 368, 430, 432
Tektonik der Trias in der Eifel, gegenseitige Beziehungen und relatives Alter der 76
Tektonik und die Bleierze von Mechernich 70
Tektonik der Trierer Bucht . . . 73
Tektonische Analyse 62
Tektonische Untersuchung des Faltenbaues an der mittleren Ahr . . . 34

Seite

Tektonische Verschiedenheit zwischen West- und Ostsauerland 95
Tentaculitenschiefer 98
Terrassenförmige Bildungen im Grieseltal 420
Tertiäre Eisensandsteine 852
Tertiäre Rumpfflächen 33
Tertiäre Tone und Braunkohlen im Schwandorfer Becken 855
Tertiäre Waldbrände 286
Tertiärgebirge des Samlandes . . . 666
Tertiär Nordböhmens 305, 306, 309, 311
Tertiärpflanzen der Niederlausitz . 286
Thorn-Eberswalder Urstromtal . . 456
Thüringer Waldscholle 826
Thuringitische Eisenerze 851
Tiefenschlamm 363
Tiefere *Olenellus*-Schichten 120
Tiefere Siegener Schichten 8
Ticfsee 437, 438
Tillenglimmerschiefer 846
Ton 436, 438
Tonschiefer 436
Tonschieferhorizont 624
Torf 368
Torf bei Stade 297
Torfgesteine der Flachmoore . 429, 436
Torf-Humocoll 430, 433
Torfmoose 562
Tote Hochmoore 429
Toteismassen . . 401, 417, 418, 422, 456
Tournaischiefer 265
Tournai-Stufe, höhere 97
Träufelspitzen 394
Transgression auf Adorfer Kalk . 576
Transgression des Fossley 259
Transgression des Visé 263
Transversarius-Zone 658
Travertine 433, 436
Treibeisbildung 506
Trias von Lunz 295
Triasbucht von Mechernich-Nideggen 39 62, 73, 76
Trias am Nordrande der Eifel . . 40
Trierer Bucht 40
Trockenfallen des Meeresbodens 505, 539
Trockenfallen des Wellenkalkmeeresbodens 498, 540

Seite

Trockentorf 429, 561
Trommelfeld, Abbaugebiet 71
Tropen und Subtropen Ostasiens . . 343
Tyrfopel 366, 367, 368, 430

U

Überkippte Falten und Wickelungen 495
Überkippte Flexur 826, 835
Überschiebungsrichtung 827, 835
Überschneidung von Rinnen 492
Ulbersdorf-Blankfelder Endmoräne 401 402, 406, 414, 415, 421, 422, 423, 425
Umlaufendes Streichen des äußeren Endmoränenkranzes (Tertiärfalten) von Langmeil — Radewitsch—Mittwalde — Glembach — Tammendorf — Reichenwalde — Drossen . . . 457
Umsetzungen von Salzlaugen 484
Umwallte Fläche im Innenraum vom Königslau 178
Umwallungen 150
Unteremscher 590, 597, 601, 605
Untereozän 734
Untereozän 1 . . . . . 734, 743
Untereozän 2 . . . . . 735, 743
Untereozän 3 . . . . . 735, 741, 743
Untereozän 4 . . . . . 736, 741, 743
Unterflöz 284
Unterhauterive . 587, 592, 600, 603, 607
Unterjeweschicht D_1 und Cystideenkalk $C_{3,2}$ 117
Unterkarbon (Dinant) 96, 101
Unterkoblenzschichten 3, 629
Unter- und Oberkoblenz 3
Unter- und Oberkoblenz—Rotschiefer, Grauwacken und Quarzite 7
Unteroligozän 738
Unter-Senon 587, 592, 600, 603, 607, 610
Untertournai 96
Unter-Turon 591, 599, 602, 606
Untere Granulatenschichten 211
Untere Ober-Öselschichten 131
Untere Öselschichten I 109
Untere Stringocephalen-Stufe . . . 98
Untere Weißjuraschichten 708
Unterer Kimmeridge . . . 705, 706, 707
Unterer Korallenoolith . . 700, 701, 703

Seite

Unterer Korallenoolith von Hohen-eggelsen 702
Unterer Oxford 709
Unterer Wellenkalk des Picketales . 756
Unterer Wellenkalk von Thüringen 488, 509
Unteres Granulaten-Senon a 224
Unteres Mittel-Turon 590, 598, 599, 602 606, 609, 613
Unteres Oxford 633
Unteres Quadraten-Senon . . . 601, 604
Unterstes Oberdevon *Manticoceras*-Stufe I 249, 254
Upsalagranit . . . . . 462—469
Urnshäuser Störung . 747, 748, 767, 775
Urstromtal zwischen Senftenberg und Ruhland 284
Uvigerina D_6-Zone 742

V

Vaginatenkalk B_3 (Kundastufe) . . 125
Vaginatenkalk und Linsenschicht . 125
Vaginulina D_2-Zone 742
Vallendarschichten 273
Variometer der Askaniawerke . . . 691
Vegetationsbödeń 141
Velberter Sattel 582, 695
Vereinheitlichung der Nomenklatur der Unterwasser-Ablagerungen . . 426
Verhältnis von Zerrung und Pressung 821
Verlauf der Rillen 502
Vermoderung (Metahumifikation) . 368 429, 430, 561
Verschiebungen 21
Verschiebungen an den Bruchflächen 25
Verschiebungsebene 63
Verschiebungssinn 54
Versuchsbohrung bei Kreislacken . 667
Vertorfung (Euhumifikation) 362, 368 429, 430, 561
Verwerfung am „Großen Spielberg“ 804
Verwerfungszug des Heidelberges . 755
Verwesung (Parahumifikation) 368, 561
Vierjahrespläne 867
Viernauer Graben, Bauplan des . . 782
Viernauer Zone (Störung) 780, 789, 790 823, 824, 827, 828, 829, 830, 834
Ville-Miozän 315, 319

Seite

Visby-Bohrung 121
Visé-Stufe 97
Visé-Transgression 267, 271
Vislandagranit 469
Volkmarser Liasgraben 847
Vollfäulnis (= Eusaprofikation) 430, 431
Volumenometer 593
Vordevonischer Störkörper 695
Vorgänge beim Pressungsakt . . . 826
Vorgänge bei dem Zerrungsakt . . 822
Vorkommen von Lösungsrippeln auf Geröllen 516
Vorläuferspitzen von *Mariopteris*-Arten 394
Vorphasen der varistischen Orogenese 583
Vorstoßphase des Odergletschers und Pommerschen Stadiums 456
Vulkangebiet des Habichtswaldes . 847

W

Wahnbachlagune 32
Waldböden 141
Waldmoore 429, 437
Waldmoortorfe 429, 436
Waldenburger Liegendzug 397
Wallberge (Oser) 402, 421
Warme Flachmeere 437
Warschau—Berliner Urstromtal 401, 402 403, 422, 456
Warsteiner Querzone 584
Warsteiner Sattel 583
Warthebruch als Hohlform durch Toteis 460
Wassalem'sche Schicht 128
Wasserführung der Ruhr 191
Wasserversorgung des Hotels Waldfrieden 273, 275
Wasserwerk Breitenbenden . . 43, 53
Wasserwerkstatistik, Deutsche . 863, 864
Wasserwirtschaftliche Generalplanung 863
Watten 437
Wattenschlick 435, 436
Weichbraunkohlen = Humodile . . . 433
Weichseleiszeit 189
Weißeisenerz 434, 436
Wellenfurchen 509, 510
Wellenkalk 435, 436, 496
Wellenrillen 510

Seite

Wellenstreifen 509, 510
Wellentäler von Großrippeln . . . 500
Werl—Eibelshausener Zone 584
Wernigeröder Phase 849
Werrascholle 748
Werte des E-Modul . . 608, 610, 617
Wesenberg'sche Schicht E . . 114, 128
Westendorfer Eisenzone des Wesergebirges 701
Westflügel des Züllichauer Bogens . 457
Westwall der heutigen Fürstenallee 172
Westsauerländische Hauptfalten . . 103
Wetterauer Braunkohle 323
Wiborgit 461, 463, 464
Wiedersbacher Zone 780, 792, 815, 821 823, 824, 826, 828, 829, 830, 834
Wiesenkalk 433
Wietzer Erdölgebiet . . . 708, 714, 716
Windlöcher 547
Wisbar'sche Zelle . . . . . 329 Taf. 26, 24
Wissenbacher Schiefer . 478, 479, 480
Wittekind-Quelle in Oeynhausen . 482
Wittgensteiner Mulde 582, 583
Wittener Mulde 582, 583
Wocklumer Kalk 260, 261, 271
Wocklumer Schichten 93, 95, 101, 257 258, 572
Wölsendorfer Gänge 856

Seite

Z

Zabern—Kraichgau-Achse 869
Zabernsenke 869
„*Zaphrentis*"-Arten aus dem Perm von Timor 452
Zeitlichkeit der tektonischen Vorgänge 833
Zellulose-Schlamm 365
Zement aus grobem Schill 509
Zerrungsorogen des altmesozoischen Eifelgrabens 3
Zerrungsperiode 832
Ziegelei von Härter (bei Themar) . 807
Ziegelschiefer 188
Zone Bottrop — Essen — Velbert — Barmen — Lindlar — Waldbröl . 583
Zonen mit Durchbewegung 55
„Zone" des *Inoceramus cardissoides*, *Ammonites spirtalis* und *Ammonites clypealis* 209
„Zone" des *Inoceramus haenleini* und *Ammonites hernenensis* 209
Zone Warstein—Altenbürener Störung 583
Zone Werl — Arnsberg — Schmallenberg — Eibelshausen 583
Züllichauer Endmoränenbogen 455, 457 460
Zusammenhang zwischen Störungen und Erzführung 73
Zwischenflözregion . 701, 703, 704, 712
Zwischenmoortorfe 429

b) Ortsregister

Die Zahlen der Seiten mit Abbildungen sind fett gedruckt

Seite

A

Aachen 31
Adenau 5, 6, 34
Adenauerbach 5
Adorf—Nehden, Grenze 90
Affeln 87, 90
Agnesdorf 841
Ahausen 87, 88, 91, 93, 97
Ahlbecker Seegrund 318
Ahr 2, 4
Ahrbach 25
Ahrdorf, Bahnhof 25, 26
Ahrhütte, Bahnhof 8, 26
Ahrstraße (nordöstlich Vellerhof) . 16
Albrechts 780, 782
Allendorf 92
Alleringersleben 705
Allerprovinz 716
Allertal, unteres 849
Altenahr 5
Altenfeld 814
Altenhundem 84, 86, 88, 93, 571
Altersbach, Bahneinschnitt 812
Altkemnitz, Blatt 687
Alt-Limmritz, Blatt 464
Altrandsberg 856
„Altväter“ 756
Alvensleben 841
Amönau bei Marburg 95, 584
Antweiler 5, 7, 11, 12, 26
Antweiler-Müsch 10
Antweiler—Rodder, Weg 7, 11
Apert 17
Apfelberg 794
Armuthsbach 6
Arnsberg-Berleburg 582
Arpe 88
Arzberger Revier 851
Arzfeld 13, 15
Asbach 810, 811, 819, 826
Asbecker Tal, Blatt Balve 281

Seite

Aschenhausen 752
Aschenhof 782, 814
Aschenweg 138
Attendorn 86, 88
Augustenhöhe 403, 406, 414, 420
Auw 75

B

Baal 70
Babina, Grube 296, 297, 303, 306, 310, 311
312, 314, 317, 319, 321, 324, 325, 327
Bachrevier 59
Backtrog 304
Bade-Teich 404
Baiersberg 791
Baldeneysee 137
Balve 82, 83, 87, 90, 96
Bamenohl 89, 91, 99
Barweiler 3
Bastheim 761
Bauchwitz 457, 458, 467
Bayerischer Wald 856, 857
Bayreuth 512, 540, 634
Bayreuther Gegend 491
Beendorf 705
Behlsdorf 705
Beinhausen 12
Beisinghausen 85, 579
Beisinghäuser Bach 579
Beisselsgrube, Ville 293, 294, 296, 299
301, 302, 303, 304, 305, 306, 311, 312
313, 314, 317, 319, 320, 321, 324, 325
327, 340, 341
Belecke 264, 267, 268
Belecke-Drewer 95
Bensberg 6
Benshausen 780, 782, 812, 814, 818, 819
830
Beresinchen, Höhe westlich 462
Bergbuir 352, 354, 359
Bergvorwerk (bei Bomst) 458

Seite

Berkenwerder 460
Berkenwerder, Ziegelei 458, 465
Berleburg 270
Berlinchen 457
Berliner Grunewald 424
Berlinger Bach 17
Bermbach 812, 813
Bescheid 73
Betsche 457, 458
Beutnitz 401
Biederburg 12
Bienauer Bach 4
Biendorf in Anhalt 841
Biersdorf 15
Biggegebiet 86
Biggetal 88
Billiger Wald 42
Bindszohnen 875
Binzfeld 12
Bischofsrod 795
Blankenheim 15, 39
Bleibach 41, 42
Blens 62
Blintrop 92
Bober-Katzbach-Gebirge 859
Bockenberg 92
Bockheim 87, 90
Bodendorf bei Trockau 639, 640
Bodenwöhrer Bucht 855
Böhmen, nördliches 296, 305, 306, 311, 316 318, 319, 320, 321, 322, 324
Boll 642
Bombachtal bei Antweiler 7
Bomst, Blatt 469
Bonzel 84, 88, 90, 92, 98
Bortfeld 701, 702, 703, 708, 712, 713, 725
Bottendorfer Höhenzug 841
Boulogne-sur-Mer 280
Brückenberger Neuhäuser 679
Brüsterort 671, 674
Bracht 86
Braunschweig 699, 700, 701, 708, 710, 712 714, 715, 716
Breitenbach 781, 784, 790, 823, 824, 827
Breitenbenden 44
Breitungen 841
Brenschede 84, 86, 88
Brigitte, Grube 304, 305, 306
Brilon 87

Seite

Brömsenberg 740
Broltal 274
Brüchs 752
Brünn 793, 794
Brunnental 814
Buchenberg 784
Buchow (Blatt Kalzig) 458
Buckow 468
Büssow bei Friedeberg 458, 464
Büssow, Ziegeleigruben 464
Bunes-Nück 11
Burg 4, 12
Burgberg 44
Burtscheider Wald 281

C

Cecilie, Grube 296, 301, 304, 305, 310 312, 314, 317, 319, 321, 322, 324, 327
Centberg südlich von Saal, Hohlweg 765
Christes 784, 790
Christeser Stieg . . . 786, 788, 822, 823
Clara III 292, 297, 303, 304, 305, 306 323, 339
Clieversberg bei Fallersleben 705, 706
Cönnern 44, 45
Cottenborn 7
Crock 815, 819, 825, 826
Crossen a. O. 401
Cunnersdorf-Hirschberg, Weyrichsche Ziegelei 680

D

Dahmsdorf 469
Dahmsdorf-Müncheberg, Bahnhof 459, 461
Dannenberg (Blatt Wölsickendorf) 458
Dannenberg—Prötzel, Sandgrube a. d. Straße 461
Darmstadt 869
Dasburg 4, 13, 15, 20
Daufenbach 75
Daun 12, 32
David, Grube 269
Deister 708, 714
Demerath 7, 13
Denn 5
Dennbachtal 5
Densborn 18

Seite

Derner Tonwerke 210
Deutmecke 87, 91, 93
Deutscher Röderberg bei Viernau . . 781
Deutsch-Lothringen 512
Diedenshausen 93, 95, 259, 584
Diekirch in Luxemburg 73
Diesburg 751
Dillstädt 800
Dirschkeim 666
Disternich 70
Dives (Calvados) 633
Dölmerlein 814
Dollmar 781, 783, 795, 798
Dorlar 86, 92, 570
Dormecke 85, 87, 90, 91, 93
Dornhügel 784
Dorog (Ungarn) 295, 296, 304
Dottel 58, 70
Drage- und Küddow-Gebiet 460
Dramburg 458
Drehe 800
Drehnow 469
Dreieck Rositten—Orschen—Wildenhoff 876
Drei-Hügel-Heiligtum 138
Taf. 11, 1 u. 2 u. Taf. 13, 2
Dreimüllerhof, nördlich Barweiler . 7
Dreißigacker (Blatt Meiningen) 499, 500, 530, 531
Dremmen (Rheinprovinz) 326
Drewer 259, 268, 269
Drewer, Provinzial-Steinbrüche 260, 263, 265, 267
Drossen 456, 466
Drossen nach Sonnenburg, Kiesgrube a. d. Straße 466
Dümpelfeld 5, 11, 12, 20, 34
Dünaburg (Daugavpils) 105
Dünschede 87, 100
Düren 39, 352
Düsseldorf 695

E

Echtershausen 4, 15
Eckelau 136, 148
Egge 139
Ehlenztal 15
Ehmen 704, 706
Eichelberg bei Heustreu . . . 761, 762
Eichenberg 795, 796, 797, 806
Eichenhausen 762, 763, 769, 770
Eicks 51, 59
Eifel 32
Eikeloh 692
Eisfeld 779, 780, 792
Elberfeld 87
Elbinger Höhen 875
Elsbachtal 756, 760
Elsmecke 89, 92, 98
Elsofftal 276
Elspe 89, 95
Emmert bei Fretter 94
Emthöhe 482
Enckeberg 247
Endorf 85, 86, 87, 93, 95, 571
Erbendorf 855
Erie-See 440
Erkelenzer Gebiet 695
Erkelenz-Grevenbroich 39
Ernestus-Tal 90
Erwitte 692
Eschenberg westlich Dorlar 574
Eslohe 83, 86, 87, 90, 94, 567, 571, 580
Essen-Kupferdreh 190
Essen-Steele 190
Ettringen—Kirchesch, Straße . . . 472
Euskirchen 32, 39
Eulenberg 414
Eulskuppe 804
Exdorf (Bl. Haina) 528, 531
Ex-Mühle 6

F

Fallersleben 704, 706, 707, 711
Fambach 780, 789
Federsee 181
Fichtelberg 852
Finkenheerd 456
Fladungen . 747, 752, 753, 766, 768, 769
Flechtdorf 266
Flesten 16
Floh 810
Floisdorf 59
Förde 96, 97
Fonsau 303
Fränkische Alb 633, 657, 659
Fränkische Alb, Ostrand 642

Seite

Frankfurt a. d. O. 459, 462
Franzschacht 58
Freigericht, Grube, bei Hanau 293, 294 295, 297, 301, 303, 304 311, 317, 318, 321, 339
Freilingen, Bahnhof 4, 16
Fretter . . . 87, 89, 92, 94, 96, 100, 101
Frickenhausen . . 538, 756, 759, 760, 761 771, 772, 775
Friedeberg, Blattt 464
Friedland 560
Friedland, Revier (Revierteil Göhlenau) 563
Frielinghausen 95, 100, 566, 584
Fritzlar 847
Fuchsberg bei Grunow 469
Fuchshofen 4, 5, 10
Fuchshofen—Antweiler, Eisenbahnstrecke 4
Fuchshofen—Wershofen, Straße . . 6
Fürstenallee . . . . . 136 Taf. 9, 2 u. 3
Fürstenberg 456
Fürstenzeche bei Lamm 856
Fuldatal 747
Funkenberg 758

G

Gärtles, Wüstung 804
Gärtleser Höhe 803
Galgenberg (bei Themar) 794
Galgenberg am Ausgang der Dirschkeimer Schlucht 667
Gangfurt 13
Gangolfsberg 753
Gangolfsberg, Forsthaus 770
Garküche 96
Gattendorf 262
Gelud-See 419
Gemünd 13
Gerhardsgereuth 793
Germelshausen 801
Gernrode 480
Gerolstein 39, 73
Gerthausen 751
Gerzloff 457
Geschütz, Bl. Zeulenroda 277
Gethles 795

Seite

Gethleser Tal 795
Gifhorn 181
Ginsterberg 59
Gipperrath 12
Glaadt 16
Glehn 59
Göppinger—Kirchheimer Alb 641, 642, 660
Göttingen 353
Götzendorf bei Ebermannstadt . . 658
Golbach 42, 59
Gollmütz 458, 467
Gollwitz 841
Gondwanaländer 355
Goslar 701, 702
Gottfriedsberg 793
Grabfeld 747
Grapenberge bei Tamsel 458, 463
Grasleben 707, 708
Greimerath 4, 12
Grenzberg 415, 416
Grenzteich 402, 408, 414, 415
Grevenbrück 88, 89, 93, 96
Griesberg . 42, 50, 51, 59, 61, 70, 71, 801
Griesel . . . . . 401, 402, 403, 420, 425 Taf. 39, 1
Grieseler Forst . . . . . Taf. 41, 1 u. 2
Grieseler Schloßpark 403, 421
Grieseltal . 401, 402, 403, 412, 413, 423 Taf. 39, 2
Griesel—Topper, Landstraße . . . 402
Grimminghausen 95, 571, 572
Grimminghausen—Sange, Hohlweg . 572
Groß-Brunsrode . . . 704, 705, 706, 708
Groß-Dirschkeim, Blatt 666, 674
Große Heide bei Langwaltersdorf 547, 563 Taf. 47, 2
Große Kreislacker Schlucht 668
Großer Kalkteich . . . . . 402, 409, 414 Taf. 38, 1
Großer und kleiner Lindenberg . . 759
Großes Windloch . . . . . 549, 551 Taf. 47, 2
Gr. Gandern 458, 467
Großkampenberg 14
Groß-Kirschbaum 457
Groß-Kreutz 469
Großlittgen 12
Großsteinheim 303
Groß- und Klein-Köris 367

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Seite

Grub 795, 796
Gruber Berglein 796
Grünberg 459
Grunow 402, 458, 467
Gudenslau 136
Gübrich 757
Guhligsberg bei Marisfeld . . . 802, 803
Guscht 458, 460, 465
Gutshausener Mühle 15

H

Habscheid 14
Hachelstein 811
Hainberg 798, 805, 807
Hainbuche 16
Halberbracht 88, 90
Halle 511
Hallschalg 13
Hamburg 739
Hamm 15
Hammelburg 511, 519, 532, 534, 535, 540
Hammermühle bei Liebenau 402
Hang-Berg 17
Hannover 715
Hansa, Grube 701
Hansastollen 702
Hardt 92, 574
Harz 84, 329
Harzburg, Bad 701, 713, 715
Harzheim 44
Harzrand bei Goslar 700, 702, 705, 709, 711, 727
Hausen 62
Hausham, Grube 381
Heckhuscheid 14
Heerlesberg bei Keulrod 795
Heersum 700
Heggen 89
Hehlig 801, 802
Heidelberg 758, 759
Heidelberg, Gebiet des 756
Heidkopf 44
Heilhausen 15
Heiligenhaus 194
Heimbach 352
Heinersdorf 460, 463
Helmstedter Gegend 701, 704, 708, 711
Hengsbeck 571, 580

Seite

Hengsbecktal 90, 100
Heppenhöhe (Saline Sassendorf) . . 693
Herchenberg 274
Herrenkuppe bei Grumbach 781
Herrnberge bei Gräditz 468
Herrnberge bei Schwiebus 458
Herrscheid 92
Herselberg, Bl. Endorf 580
Hespecke 85, 89, 93, 94
Heßles 789, 791, 811, 814
Heßleser Forsthaus 791
Hetterscheidt 194
Hetzert 801
Heudeber 224, 225
Heustreu 747, 754, 759, 761, 762, 763, 769, 770, 772
Hildburghausen . . . 519, 532, 534, 535
Hildesheim 700, 705, 709, 710
Hillerse 701, 702, 703, 704, 706, 707, 708, 709, 711, 712, 714, 721
Hillesheim 39
Hils 708, 709, 710
Hintermühle 404, 405
Taf. 39, 2
Hirschberger Finanzamt, Kiesgrube gegenüber 688
Hirtenberg 811
Hochsimmer bei Mayen (Eifel) . . . 472
Hochstein 472
Höfen, Steinbruch westlich von . . . 845
Höllengrund-Teich 404
Hönnetal 87, 262
Hönningen 3
Hörlitz 284
Hösel 194
Hofberg 795, 796
Hoffeld 7, 27
Hoheneggelsen 700, 701, 702, 706, 710
Hohenfinow 457, 458, 460
Hohenfinow-Friedeberg 460
Hohenlohe bei Viernau 781, 783, 784, 830
Hohenrod 801
Hohleborn 809, 810, 818
Hollstadt 763
Holzheim 44
Holzkopf 803
Hopfenliethe 781
Hospital im Schwarzatal 798
Houverath 5

Seite

Hoxel 622, 625, 628
Hubertusbrunnen in Thale 478
Hubnicken 668
Hülsenberg 94, 580
Hümpfershausen 750
Hünenkirche in Kohlstädt 136
Taf. 9, 1
Hürs-Nück 11
Hugenpoet, Schloß . . 187, 188, 189, 194
Hundsberg 17
Hungerteich 402, 408
Taf. 40, 2

I

Igelsburg 781, 787
Ilpe-Bach 87, 563
Immenstandsberg 138, 149
Taf. 11, 3
Irmelsberg 817
Irrhausen 13, 15
Isenbügel 194
Isenbüttel 701, 702, 703, 706, 707, 708
709, 711, 712, 713, 718
Iserlohn 93, 95, 259, 270, 584

J

Jahnsfelde 458, 464
Jenaer Gegend 511
Jordan, Blatt 468
Joting-See 414, 416, 423
Jungenwald bei Weiden 627

K

Kaaghof bei Nittenau 355
Kälbertal 786, 787
Kahlberg bei Echte 873
Kahlenbergs-Köpfe 268
Kaliwerk „Großherzog von Sachsen II/III“ 748
Kaiser Heinrichs-Bad 267
Kalenberg 40, 58, 71
Kalksee 402, 406, 412, 421, 423
Taf. 40, 1
Kall 40, 43, 45, 58, 59, 68, 69, 70, 71
Kallmuth 41, 42
Kallmuther Berg . . . 42, 43, 58, 61, 73
Kalzig 457, 468

Seite

Karl, Grube, bei Zuckmantel . . . 302
Katerslug 402, 409, 410, 413
Karzig 457
Katzenstein 781, 787
Katzensteine 59
Kaupenlug 414
Kelberg 7, 12
Keldenich 58
Kellenbachtal 625
Kellerwald 95, 101
Kelnberge südlich Jehser 468
Kelnberge bei Schwiebus 458
Kemmern 105, 107
Kentucky 440
Kermeterwald 40
Kesselsee 459, 462
Kettwig 187, 188, 189, 191, 199
Kirchhofslehne 547
Kirmudscheid 7, 9, 22, 26
Kirrhof 790
Kissingen 519, 532
Kleinen-Bremen 702
Kleiner Kalkteich 402, 408, 423
Taf. 38, 1
Kleiner Thüringer Wald 795, 806, 828, 829
830, 835
„Kleines Dollmarfeld“ 798
Kleines Kylltal 13
Kleine Windlöcher 551
Kleinsterz 852, 853
Klettwitz 283
Kobbenrode 95, 96, 572, 576
Kobbenrode—Obermarpe, Straße . . 35
Königshütte 853
Königslau . . 136, 148, 150, 153, 182, 183
Taf. 13, 1
Königsweg 153, 154, 182
Taf. 14, 1
Kohlstädt 136, 137
Kolbnitz, Blatt 859
Kollatschteich 403, 404
Kordel 75
Kostebrau 283
Krähenberg am Landweg Torgelow—Försterei Torgelow 461
Krähenlau 136
Krämersborn 401, 404, 405
Krämersborn—Birkvorwerk, Weg . 416
Krämersborner See 409, 412, 413, 420, 423

Seite

Kraichgausenke 869
Kreislacken 667, 668
Kreuzberg a. d. Ahr 5, 6
Kreuzkrug 136
Kröhlisgrund 814
Krötenloch bei Schwarzbach 677, 678, 679
684, 685, 686, 688, 689
Kronach 512
Krummhübel, Blatt 679
Kühndorf 797, 798, 809
Kufferath 40, 54, 76
Kuhberg 795
Kummerbeke 138
Taf. 12, 1
Kunersdorf 425
Kunersdorfer Sorge 425
Kupferberg, Blatt 685
Kyllburg 75, 76
Kylltal 17, 75
Kynast, am 677, 686

L

Laacher Kessel 275
Lagow 458, 467
Lahn-Dill-Gebiet 693
Lallinger Winkel 356
Lambachtal 4
Landsberg 456, 458, 463
Landsberger Ziegelwerke 463
Langelau 136, 148, 150, 151, 153, 154, 155
157—159, 166, 167, 174, 179, 182, 183
Taf. 12, 2 u. 3, Taf. 13, 3, Taf. 14, 2
u. 3, Taf. 15, 1—3
Langenacker 809
Langenberg bei Oker 700, 701
Langenstein im Kellenbachtal . . . 627
Langer Hals 408, 419
Taf. 38, 2
Langwaltersdorf 547, 560, 563
Lehnin, Blatt 469
Leidenborn 14
Leitenberg bei Menkhausen 570
Leitersdorf 401
Lendersdorf 352
Lennegebiet 86
Lennetal 88, 95
Lettland 633
Leuenberg 457, 458, 461

Seite

Leuenberg-Züllichau 460
Leyerberg (Bremenhof) 662
Liebthal, Blatt 469
Lichtenburg nördlich von Ostheim . 759
Liebenstein . 779, 789, 792, 809, 818, 819
826, 833, 835
Liepe 457, 458
Liers 5
Liersbachtal 5
Liesertal 4, 12
Limbach 26
Limbachtal 5, 6
Lindelau 148, 176, 177
Lindenberg 781
Lipke 458, 465, 466
Lippstadt 693
Lissingen 16
Litauen 633
Lochtrop 570, 571
Lohne 692
Lohrbachtal, Whs. 4
Lommersdorf 16
Lorenzdorf 458
Lothringen 39
Louisville (Kentucky) 443
Luch bei Nauen 297
Lüdinghausen 85
Lüneburg 511
Lützenkampen 14
Luxemburg 39

M

Maas 41
Machendorf (Nordböhmen) 294, 297, 302
303
Machtilshausen (Bl. Euerdorf) . . . 528
Märbelgrund 817
Märbelmühle 816
Mätschteich 402, 408, 421, 423
Main 510
Mainz 869
Manderscheid 4, 12, 73, 76
Mannsfelder Kopf bei Dümpelfeld . 6
Manscheid 13
Marga, Grube, bei Senftenberg 282—284
292, 293, 295, 297—300, 302—310, 312
313, 315, 316, 318, 319, 321, 323, 339,
340, 341

Seite

Maria Laach—Nickenich—Andernach, Straße 273, 274
Maria Laach—Wassenach—Brohl, Straße 273, 274
Marisfeld 800, 801, 802, 803, 825
Marktredwitz 845, 851
Marpetal 90, 94
Marscheiter Amtswinkel—Kreislacken 667, 668
Maubach 54, 62
Mauerseesenke 875
Maumke 90
Mausgrund zwischen Bonnland u. Hundsbach 520
Mauskow 458, 460, 464
Mayen 274
Mechernich 40, 42, 43, 44, 61, 62, 70, 71 72, 73
Mechernicher Bucht, Westrand . . . 13
Mecklinghausen 85, 88, 89, 91, 93, 96, 98
Meerfeld 12
Meggen 90, 98
Meiningen 511, 528, 532, 534, 535, 540 798
Meininger Gebiet 512
Meiningen bis Hammelburg, Gebiet von 489
Meisen-Mühle 12
Meisental 7
Melbecke 98
Mellrichstadt 519, 532, 771, 773
Melzers 752
Menkhausen 86, 87, 92, 563
Mergentheim 522
Merkeshausen 15
Meschede 86
Metzels 795, 797, 798
Michaelskapelle bei Heustreu . . . 762
Minettenberg bei Züllichau . . 458, 469
Mittelberg . . . . . 413 Taf. 38, 1
Mittelschmalkalden 788
Mitterteich 852, 853
Mitterteicher Becken 852
Möckers 788, 824
Mönchberg 787
Mondschein 97
Moringen 766
Morscheid, Blatt 623

Seite

Mosbach 522
Mosenberg 12
Mülheim 16, 189
Mühlheimer Mühle 4
Müllenborn 16
Müllheim (Baden) 869
Müncheberg 457, 461
Münnerstadt 519, 532
Müsch 7, 8, 9, 11, 12
Müsch—Rodder, Weg 7
Münstereifel 10
Mürlenbach 4, 17
Muttenberg, Blatt Eslohe 580

N

Näherstille bei Schmalkalden 780, 789, 790
Naumburg in Hessen 847
Nehden 242
Nerdlen 12
Neroth 13, 18
Neuendorf 14
Neuenhagener Insel 455, 458
Neugörzig 457
Neumark 455
Neumark, südliche 401, 456, 458
Neumühle 12
Neustadt a. d. Saale, Bad 770
Neustettin 460
Neuwieder Becken 274
Nideggen 54, 62, 68
Niederberndorf 86
Niederfinow-Friedeberg 457
Niederhelden 87, 91, 93, 96
Niederkail 12
Nieder-Landenbeck 571, 573, 575, 576, 579
Niederlausitz 303
Niedermarpe 85, 87, 91, 94
Niedermehlen 14
Niedermelbecke . . . 87, 88, 89, 93, 94
Niedermendig 274
Niederprüm 17
Niedersalvey 86, 98
Niederschmalkalden 788
Niederstadtfeld 13
Nierstein (Rheinhessen) 298
Niedewitz 425
Nimstal 17
Nollenbach 13
Nordheim 754, 755, 756, 768, 769

Seite

Nordsteimke 707
Normandie in Nordfrankreich . . . 633
Nüdlingen 509
Nürburgring bei Adenau . 5, 6, 21, 34
Nüßlerliethe 791
Nüßles 821

O

Oberelspe 97
Oberfladungen 752
Oberfranken, südliches 851
Obergartzem 51
Oberheimbach 625
Oberkatz . . 747, 750, 752, 753, 765, 766
Ober-Landenbeck 570
Obermarpe 91, 92, 94
Obermelbecke 93
Oberpfalz, nördliche 351
Oberrüsselbach 640
Obersalvey 86, 98
Oberschlesien 511
Oberstadt 803
Oberstädter Straße (Marisfeld) . . 802
Oberteich 353
Obervalbert 85, 89, 92, 93, 97, 99, 100
Oberwaldbehrungen . 755, 756, 757, 758
Oedelum 700, 701
Oedelum — Hoheneggelsen — Oberger Gegend 700, 701
Ösel 131
Offenburg 869
Oggerschütz (Bl. Schwiebus) . 458, 468
Ohle 230
Olef, Sägemühle bei 13
Olzheim 14
Ormont 14, 34
Osning 139
Ostelsheim 511
Osterberg 755, 756
Ostheim 754, 756, 758, 759, 769
Ostönnen 693
Ostpreußen 875
Otterstein 91
Ouren 14
Ourtal 4, 14

P

Paderborn . . . 691, 692, 693, 695, 696
Palmnicken 674
Paulinenholz 136
Pechofen 853
Pelm 17
Petersburg (Leningrad) 121
Pettmecke . . . 85, 88, 89, 90, 91, 101
Pettycur (Schottland) 397, 398
Pfaffenacker östlich von Wahles . 792
Pfaffenbach 789, 790
Pfaffental 789, 791, 811
Pfarrsee 419
Pfefferburg 91
Pforzheim, Blatt 528
Philippsheim 75
Plein 12
Plettenberg 82
Plittersdorf 5
Plütscheid 13, 15
Prudelberg bei Stonsdorf 677
Prümer Berg 17
Prümscheid 18
Prümtal 4, 14

Q

Quedlinburg 479
Quellteich 402, 409
Querenhorster Gegend 705
Questenberg nördlich von Oberstadt 796

R

Rabenley 57, 58, 62
Rackau (Bl. Kalzig) 458, 468
Ramscheid 87, 91
Rapen bei Recklinghausen 225
Rappelsdorf 793, 795
Reetzer Mühle 16
Regensburg 855
Reifferscheid 5, 11, 13
Reinhardsau, Pulvermühle 13
Rengen 12
Repetal 88, 89
Reuland 17
Reurieth bei Themar 521
Rheinisches Schiefergebirge 693
Rheinpfalz . . . 491, 519, 529, 533, 540
Richelsdorfer Gebirge 841
Rietschütz 457
Ringberg 811
Rinnersdorf 458

Seite

Risa 58
Risaschacht 59
Rissdorf 42, 44
Rodder 6
Rödelmaier 763
Roer 41, 44
Roertal 40, 62
Röslau-Tal, westlich von Elisenfels . 845
Röthenbach, Steinbruch westlich von 845
Roevenich 70
Roggendorf 51
Rohr, Bahnhof 799
Rohr, Gut 799
Rohrer Berg 798
Rosa 750
Roßberg 44
Roßdorf . 747, 748, 749, 750, 772, 773
Roßhof, Gut 749
„Rote Rain" in Steinbach-Hallenberg 812
„Rote Tal" 797, 798
Rothenbach 7, 12
Rothwaltersdorf, Steinerwald bei, Bl. Neurode 277, 278, 279
Rottleberode 841
Rudolfgrube bei Neurode 399
Rübenkamm 94
Rüdersdorf 511
Ruhrmannsmühle unweit Fretter . 90, 92

S

Saal a. d. Saale 747, 761, 764
Saarburg 39
Saargebiet 34
Saargrund bei Schirnrod 818
Saarkopf 792
Sächsisches Bergland, Nordrand . . 283
Sahrtal 5
Sakrower See 376, 379
Salmtal 12
Salzberg bei Quedlinburg 207
Samlandküste 673
Sandberg bei Bonzel 92
Sandberg bei Hartenberg 679
Sangerhausen 841
Sankt Claas 89
Sankt Johann 18
Sargberg bei Schmeheim 796

Seite

„Sattlerin" (Steinknok) nördlich von Wiesau 852
Satzvey 40, 42, 59, 68
Sauerland 83, 84, 101, 582
Sauwasen östlich Musbach 511
Sawische 420
Sawische—Griesel, Straße 415
Schadenberg 96
Schäfergraben 814
Schäperlisken-See 419
Schafberg 45
Schafhausen 752
Scheibenstand im Bilstein-Tal . . . 269
Scheidt'scher Wald 187
Schenkenberg, Bl. Lehnin 459
Schenkenberg, Vorwerk 469
Scheven 44, 58, 59
Schirnrod 818, 819, 826, 835
Schladt 4, 12
Schlangen 136
Schlangenlug 416
Schlechten 748
Schleiden 13
Schleusetal 793, 794, 795
Schleusingen 830
Schloßberg bei Schmalkalden . . . 789
Schmalkalden 780, 781, 790, 818, 819, 828 831, 835
Schmallenberg 83, 86, 88, 90, 94, 567, 570
Schmeheim 795
Schmidtheim 39
Schmidtsrod 794
Schneeberg 798
Schneifelrücken 14
Schönautal bei Viernau . 781, 782, 784
Schöndelt 573
Schönecken 17
Schollener See bei Rathenow 361, 362, 367
Scholzenstuhl 677, 678, 679, 680, 681, 688
Schüller 16
Schuld 6
Schulzenberg 412
Schutz 13
Schwallungen 773
Schwarzatal 797, 798
Schwarzenbrunn 792
Schwarzer Teich . . . 402, 409, 415, 421
„Schwarze Tal" 803, 806
Schwarzwald, Nordrand 510

Seite

Schwarzwald, Nordostrand 511, 512, 528
Schwedenschanze 137
Taf. 10, 1—3
Schwefe 693
Schweinberg und Dienstadt (Bl. Tauberbischofsheim), Gegend von . . 499
Schwere Mühle 15
Schwerfen 69, 70
Schwerin 460, 465
Schwerin, städtische Ziegelei I . . . 466
Schwiebus 401, 455, 457, 463
Seegen-Gottes-Grube bei Altwasser 394, 398
Seehundstein südlich Palmnicken 666, 668 673
Seesken-Suwalkier Höhen 376
Segnitz bei Marktbreit 538
Seifen 3, 627
Seiler 95
Seitenwall des Königsweges 171
Seligenthal 809, 810
Senftenberg 283
Senne 136
Setchow 402
Sellnow 460
Serkenrode 86, 87, 90
Sierra Nevada 343
Siegerland 32
Silbecke 88, 93, 95
Singertal 805, 806, 807, 825
Sistig 13
Södrich 687
Soest 691, 693, 695, 696
„Sohl" bei Stockheim, Bl. Mellrichstadt 531
Sontra 768
Sorgenau 674
Speicher 75
Spitzberg (Bl. Bomst) 458
Stablack 376
Stadtfeld 18
Stahlberg 810, 819, 825
Staudenhof 15
Stecklenberg 478, 480
Steigerthal 841
Steinbach—Hallenberg 811, 812
Steinbeck 458
Steinbruch an der Straße von Breitenbach nach Christes 781

Seite

Steinhöfel 458, 464
Steinkopf bei Heßles 781, 790, 791, 792 827
Steinmehlen 14
Stertberg bei Kobbenrode . . . 579, 580
Sterthof unweit Kobbenrode 94
Sternberg 459, 467
Sternberg—Zielenzig, Straße 467
Stille-Tal 790
Stockum 93, 259, 584
Strahlungen (Bl. Neustadt a. d. Saale) 490 499, 528
Strausberg 457, 459, 461
Strempt 50, 59
Streutal 755
Stroheich 16
Strumberg 92
Stuifen bei Göppingen 642
Suderode 480
Sülfeld 704, 706
Süntel 708, 714
Suhl 814

T

Tachbach 803, 804
Tachbachtal 803, 805, 806, 807
Tamsel, Blatt 463
Tanzberg bei Keldenich . . 42, 43, 70
Taubachs Mühle 764
Taubenberg (bei Zielenzig) 458, 459, 466
Tauber, untere 510
Tauberbischofsheim 522
Taxöldern 855
Tentis-Mühle 4, 14
Tettscheid 12
Teufelsloch bei Boll 640
Teutoburger Wald 136, 139, 147, 708, 714
Thale 482
Themar 519, 532, 792, 797, 803, 807, 808 809, 829
Thüringer Wald, Westrand 511
Timmendorf 459
Tirschenreuth 845, 846
Tonnen-Teich 404
Topper 401, 425, 467
Torgelow (Bl. Wölsickendorf) . . . 458
Trebisch, Blatt 465

Seite

Trebschen, Blatt 469
Trier 39, 73
Trierscheid 8
Trockau 642, 659
Trockenbrück 89, 91, 93
Trusetal 792, 809
Tschicherzig 417

U

Üdingen 352, 359
Üxheim 16
Ulbersdorf 420
Ulbersdorf—Griesel, Chaussee 401, 415
Ulmen 7
Unsdorfer Tal 786
Unsleben 759, 760, 761, 769, 770, 771
Unterwaldbehrungen 758
Urft 41
Urftsperre 4
Urnshausen . . . 748, 749, 767, 768, 773
Urspringen 754, 755, 769, 770, 771, 774
Utendorf (Bl. Meiningen) 502

V

Vachdorf 801, 825
Vechelde 700, 701, 702, 703, 708, 709, 712 714, 726
Veitskopf 275
Velbert 194
Velberter Wasserwerk . 187, 190, 197
Venn 32
Vettweis 70
Viernau 780, 787, 823, 824
Villány 642
Virginia, Tagebau und Schacht 49, 50, 53 58, 59, 61
Vlatten 44, 59
Vogelsangbachtal 188, 190, 191, 194, 197
Vogelsberg 853
Vogelsberg, Bl. Zeulenroda 277, 279, 281
Vordermühle 403, 404, 412

W

Wallerfangen 72
Waren 458

Seite

Walbeck 707
Waldau 818
Waldsassen 845, 851
Warmbrunn, Blatt 688
Warstein 260, 264, 267, 583
Warstein-Belecke 259
Wartenberg 457
Warthebruch 456
Wasserberg 642
Waxweiler 15
Wechterswinkel 760, 761
Wefensleben 704, 705, 706, 707
Weichselsenke 875, 876
Weiler auf dem Berge 42
Weinberg bei Drossen 459
Weinpfuhl (Bl. Bomst) 458, 469
Weißbach 12, 807, 808
Welzow 283, 304
Wendezelle 700, 701, 702, 703, 704, 706 708, 709, 710, 711, 712, 713, 723
Wenkestein 678, 679, 684, 689
Wennegebiet 86
Wepritz, Kiesgrube 458, 464
Weringhausen 87
Werl—Eibelshausen 584
Werminghoff, Grube 292, 306, 308, 309 318, 323, 339
Wernigerode 478
Wernshausen 788
Werrabecken 773
Wershofen 4, 8, 10
Weserbergland 699, 700, 706, 709, 712, 713
Weser-Wiehengebirge 708, 714
Westfalen 511
Westrhöngebiet 771
Westwall von Langelau 173
Wickenseifen 17
Wiedersbach 793, 794
Wiesbaum 16
Wiesen 13
Wildenburg, Schloß 13
Wildenow 458, 464
Wildsöden 693
Wilkersdorf, Feldmark 458, 463
Willwerath 14
Winnerath 5, 11, 20
Windberg bei Themar 830
Wirbelscheid 14

	Seite
Wirft	7
Wirminghausen, Bl. Adorf	281
Wölsickendorf, Blatt	461
Wölsickendorf—Steinbeck, Landweg	461
Wolfenbachen-Mühle	28
Wolfsbachtal	191
Wollbach	761
Wollersheim	59
Wormsfelde—Lorenzdorf, Feldmark	463
Wülfershausen	763, 764
Wülfrath	87
Würzburger Gebiet	489, 511, 512, 540
Wunsiedel	845
Wurmbach	478
Wurmberg	752

Z

	Seite
Zabern	511
Zantoch, Blatt	464
Zeche „Auguste Viktoria“	843
Zeche „Christian Levin“	843
Zeidelteich	402, 407, 423
Zendscheid	18
Zeyern (Bl. Kronach)	528, 540
Ziebingen	456
Zielenzig	455, 457, 458, 466
Zielenzig—Meseritz, Straße	466
Zimmergrund	814
Zollbrück	793, 794
Züllichau	456, 457
Zülpich	51

c) Fossilregister

Die Zahlen der Seiten mit Abbildungen sind fett gedruckt

Seite

A

Abies 287, 298, 306, 563
Abies-Pollen . . . . . Taf. 24, 6
Abies-pollenites absolutus n. sp. . . 306
Acanthopanax 287
Acer 287, 312
Achnanthes conspicua A. Mayer . . 474
Achnanthes lanceolata Bréb. 474
Achnanthes microcephala Kütz. . . 474
Achnanthes minutissima Kütz. . . . 474
Acorus 309
Acorus calamus 389
Actaeonina binckhorsti Holzapfel . 209
Actaeonina doliolum J. Müll. . . 209
Actinocamax westfalicus typ. . 210, 211
Actinocamax westfalicus-granulatus Stoll. 211
Actinodesma (Asselberghsia) lamellosum Goldf. 623, 624, 625
Adiantum reniforme 295
Aesculus glabra 314
Agriolimax sp. 411
Ailanthus glandulosa 320
Taf. 26, 13 a u. b
Ailanthus grandis 320, 326
Taf. 26, 14
Ailanthus-Pollen 326
Taf. 26, 12
Aira flexuosa 156, 555
Albertia 352, 354, 356, 357, 359
Albertia elliptica Schimper . . 357, 359
Taf. 31, 5
Albertia latifolia Schimper . . 357, 359
Taf. 31, 6 u. 7
Alcidia cf. *glabella* Bean (Leck.) . 635
Alisma 319
Alisma plantago 389
Alnus 170—177, 287, 316, 331, 332, 389
405, 563

Seite

Alnus-Sporen 330
Alnus-pollenites verus R. Pot. . . . 316
Taf. 25, 20 a u. 20 b
Alnus glutinosa 316, 389
Alsophila australis 295
Alsophila nitida 295
Ammonicrinus doliiformis n. sp. 230, 231
bis 233, 236, 240, Taf. 17 u. 18, 1—3
Ammonicrinus wanneri Spring. 230, 235
236, 239 Taf. 18, 9 u. 10
Ammonites macrocephalus evolutus Qu. 649
Ammonites ornatus annulatus Qu. e. p. 649, 656
Ammonites ornatus rotundus Qu. . . 649
Amphipleura pellucida Kütz. . . . 474
Amphora ovalis Ktz. 475
Amphora ovalis var. *libyca* Cl. . . 475
Amphora ovalis var. *pediculus* Ktz. 475
Ampyx rostratus Sars 118
Anacardiaceae 320
Anacosmoceras gulielmii Sow. . . 662
Anarcestes 251
Andromeda 287
Anomalina cf. *grosserugosa* Gümb. . 736
Anomalinen 733
Aptychus hectici Qu. 636
Aptychus cf. *pulvinatus* Qu. 636
Aquifoliaceae 321
Araceen 309
Aralia 287
Araucaria imbricata 358
Archeopora radians Eichw. 117
Archoceras n. gen. . . . 243, 249, 250
Archoceras paeckelmanni n. sp. 243, 244
Taf. 19, 1—4
Archoceras (?) varicosum (Drev.) 243
250, Taf. 19, 5
Artisia 358

Seite

Asaphus sp. 119
Aspidium 405
Aspidium lonchitis 297
Asplenium sp. 297
Aspidoceras aff. *babeaui* d'Orb. 637, 660
Aspidoceras faustum 642
Aspidoceras hirsutum Bayle 660
Astarte undata Münst. 637
Asterigerinen 738, 739
Athyrium felix femina 297
Atrypa reticularis 109, 129
Avicula laevicauda Follm. 6
Avicula pseudolaevis Oehl. 6

B

Bathysiphon 733, 735, 736
Bazzania trilobata 556, 558
Belemnopsis calloviensis Opp. . . . 635
Beloceramus inornatus Heinz 212
Beloceramus subornatus Heinz . . . 212
Betula 170—179, 287, 315, 316, 317, 331 332, 405, 563
Betula-pollenites microexcelsus R. Pot. . . . . 315 Taf. 25, 16
Betulaceae 315, 331, 332
Betulaceenpollen 290
Biloculinen 739
Blechnum spicant 296
Bohrwürmer (*Trypanites* Maegdefrau) 507
Bonarellia bipartita Zieth. 635
Bucania sp. 114
Bryozoen 111, 115, 116
Bucaniella sp. 110
Bucklandia 298
Büttneria 287
Buliminen 733, 735, 736
Butomus 308

C

Cadoceras 633
Calamites arenaceus Brongn. . . . 354
Calamites brongniarti 354
Calcisphaerae 276
Calluna vulgaris (Heidekraut) 145, 146, 148

Seite

Caloneis silicula Cl. 474
Caltha 309
Caltha palustris 389
Camerata Wachsm. 234
Camerina germanica Born. 737
Campophyllum 439
Camptocrinus 235
Campylodiscus clypeus 477
Campylodiscus noricus 475
Cancris 739, 742
Caprifoliaceen 322, 326
Caragana frutescens 320
Cardioceras 633
Cardioceras alternans v. Buch . . 710
Cardioceras cordatum Sow. 633, 642, 700
Carex sp. 389
Carex stricta 389
Carpinus . . . . . 174, 287 Taf. 25, 14
Carpinus americana 315
Carpinus ? — pollenites granifer megagranifer R. Pot. . . . . 315 Taf. 25, 13
Carya 287, 310, 311, 332
Carya alba 311
Carya ovata 311
Carya tomentosa 311
Carya — pollenites globiformis R. Pot. . . . . 310 Taf. 24, 18
Carychium minimum Müll. . . . 411
Caryocystites ? 117, 118
Caryophyllia cornicula 440
Cassiope mertensiana 324
Castanea 287, 307, 312, 314, 331
Castanea sativa 313
Castanea-Pollen 330
Castanea-pollenites exactus R. Pot. . 313 Taf. 25, 6—8
Castanopsis . 287, 303, 314, 315, 327, 331 Taf. 25, 12
Castanopsis cuspidata 314
Castanopsis ? — pollenites cingulum R. Pot. . . . . 314 Taf. 25, 9—11
Catalpa-Pollen 319
Cedrus 287
Celtis 287

Seite

Cephaloceramus n. sp. 215, 216
Cephalozia bicuspidata 555, 556
Ceratobuliminen 738, 739, 742
Cerithium muricatum Sow. 637
Cerithium trimonile Mich. 209
Cerompa excentrica Roem. 706
Cetraria islandica 555, 556, 557
Chamaerops 309
Chara - Früchte 707, 713
Cheiloceras 242
Chenopodiaceen 319
Chironomus sp. 362
Chironomus plumosus L. . . . 364, 369
Chlorophyceae 279
Chonetes (Chonetes) sp. 571
Chonetes sarcinulata Schnur . . . 6
Cicuta virosa 389
Cinnamomum 287
Cladonia rangiferina . . . 555, 556, 557
Clavulina szabói Hantk. 736
Clavulinen 733, 735, 736
Clematis vitalba 396
Climacograptus oder *Diplograptus* sp. 118
Clitambonites schmidti Pahlen . . 111
Clitambonites verneuilii Eichw. . . 129
Clymenoceras n. gen. 246, 252
Clymenoceras insolitum n. sp. . 247, 248
Taf. 19, 9
Cocconeis placentula 474
Cocconeis scutellum 476, 477
Cochlicopa lubrica Müll. . . . 411, 412
? Codiaceae 279
Collotia 657
Compositen 176, 309, 405
Coniferae 298
Cordaiten-Stamm 393
Cordaites 358
Cornuspira 743
Cornuspiren 733, 735, 736
Corylus 170—177, 179, 287, 316, 317, 405
563
Corylus avellana 286, 316
Corylus-pollenites coryphaeus R. Pot. 316
Taf. 25, 15
Cosmoceras W. Waagen . . . 632, 633
Cosmoceras s. str., emend. Brinkmann 654
Cosmoceras balticum Krenk. . . . 654
Cosmoceras (Cosmoceras) duncani
Sow. 636, 653, 657

Seite

Cosmoceras (Cosmoceras) m. f. *duncani* Sow. — *gemmatum* Phil. . 636
Cosmoceras geminatum Buckm. . . 653
Cosmoceras (Cosmoceras) gemmatum
Phil. . . 636, 648, 650, 653, 654, 660
661
Cosmoceras (Cosmoceras) m. f. *gemmatum* Phil. — *spinosum* Sow. 636, 649
Taf. 52, 2
Cosmoceras grossouvrei Douv. . . 641
Cosmoceras jason 647
Cosmoceras jenzeni Teiss. 654
Cosmoceras paragemmatum n. sp. . . 653
Cosmoceras m. f. *paragemmatum*
n. sp. — *postremum* 649
Cosmoceras (Cosmoceras, s. str.) *pollucinum* Teiss. emend. Brinkmann 657
Cosmoceras pollux Rein. 648
Cosmoceras postremum n. sp. 647, 648
650, 651, 653, 656
Cosmoceras rowlstonense Young &
Bird 657
Cosmoceras (Cosmoceras) spinosum
Sow. . . . 636, 648, 649, 650, 659, 660
Cosmoceras (Cosmoceras) spinosum
Sow. subsp. e. p. var. *distracta* Qu.
var. 636
Cosmoceras (Cosmoceras) spoliatum
Qu. 636
Cosmoceras subnodatum Teiss. 650, 654
656
Cosmoceras subnodatum — geminatum — spinosum 654
Cosmoceras n. f. aff. *transitionis* Nik. 654
Cosmoceras (Anacosmoceras, emend.
Brinkmann) *compressum* Qu. . . 657
Cosmoceras (Bikosmokeras) geminatum Buckm. 654
Cosmoceras (Guilelmiceras) aff. *compressum* Qu., emend. Brinkm. . 636
Cosmoceras (Hoplicosmoceras) hoplistes Buckm. 654
Cosmoceras (Katacosmoceras) degradatum Buckm. 650, 657
Cosmoceras (Spinicosmoceras) aculeatum Eichw. 649
Cosmoceras (Spinicosmoceras) annulatum Qu. subsp. e. p. 636, 649, 660

Seite

Cosmoceras (Spinicosmoceras) castor Rein. 649
Cosmoceras (Spinicosmoceras) transitionis Nikit. 636, 645, 660
Cosmoceras (Zugocosmoceras) grossouvrei Douv., emend. Brinkmann 647
Cosmoceras (Zugocosmoceras) jason 649, 652
Cosmoceras (Zugocosmoceras) m. f. *jason* Rein. — *proniae* Teiss. . . 636
Cosmoceras (Zugocosmoceras) paragemmatum n. sp. 652, 656
Cosmoceras (Zugocosmoceras) m. f. *paragemmatum* n. sp. — *postremum* n. sp. . . . . 636, 647, 660 Taf. 53, 3, 3 a
Cosmoceras (Zugocosmoceras) postremum n. sp. . . . 636, 644, 645, 660 Taf. 53, 2
Cosmoceras (Zugocosmoceras) proniae Teiss. 636
Crataegus 287
Crematopteris 353
Crinoidenstielglieder 570, 624
Cristellaria cultrata Montf. 733, 736, 737
Cristellaria decorata Reuss 735, 736, 737 741
Cristellaria depauperata Reuss . . . 737
Cristellaria ensis Reuss 733
Cristellaria fragaria Gümbel . 740, 741
Cristellaria gladius Phil. 733
Cristellaria cf. *inornata* d'Orb. 733, 735 736, 737
Cristellaria italica Defr. 733
Cristellaria magdeburgica Phil. . . 737
Cristellaria multiformis Franke . 733
Cristellaria osnabrugensis Münst. . 737
Cristellarien 737, 739
Cruciferen 322
Cryphaeus sp. 7
Cryptomeria . . . 298, 299, 301, 302, 342
Cryptomeria japonica . . . . Taf. 23, 13
Cryptonella minor Dahmer 627
Cryptonella rhenana 628
Ctenodonta maueri Beush. var. *varicosa* 6
Cultrigera arachnoides J. Müll. . . 209
Cupressus 299
Cupressus benthami 301

Seite

Cupressus sempervirens 301
Cupressineen 299, 300
Cyatheaceae 294, 295
Cyatheaceae ? — *sporites* cf. *adriennis* R. Pot. & Gell. . . . 295 Taf. 22, 13
Cyatheaceae ? — *sporites neddeni* R. Pot. . . . . 294 Taf. 22, 12
Cyathophyllum sp. 109, 110, 439
Cybele sp. 120
Cycadeen 297
Cycas 297, 298
Cyclobalanopsis 287
Cycloclymenia clymenioides (Schdwf.) . . . . . 247 Taf. 19, 11
Cycloclymenia planorbiformis (Mstr.) . . . . . Taf. 19, 10
Cycloclymenia Gümbel vel Hyatt 246, 253
Cyclolites suevicus Qu. 637, 641
Cyclotella comta Kütz. 474
Cyclotella kützingiana Thw. 474
Cyclotella operculata 405
Cyclotella stelligera Cl. & Gr. . . 474
Cymaclymenia sp. 572
Cymaclymenia euryomphala Schdwf. 258
Cymatopleura solea (Bréb.) W. Sm. 476
Cymbella aequalis Sm. 475
Cymbella affinis Ktz. 475
Cymbella amphioxys Ktz. 476
Cymbella brehmii Hust. 475
Cymbella cistula Hempr. 476
Cymbella ehrenbergii Ktz. 476
Cymbella gracilis Rbh. 476
Cymbella lanceolata V. H. 475
Cymbella parva (W. Sm.) Cl. . . . 475
Cymbella sinuata Greg. 475
Cyperaceae 309
Cypra 179
Cyrtoclymenia cf. *angustiseptata* . 258
Cyrtoclymenia frechi (Tok.) . . . 248
Cystosphaera Derville 281
Cystosphaera cancellata 281

D

Dacrydium 298, 300
Dalmanella circularis Sow. . 6, 624, 628
Dammara 357

Seite

Danaeopsis lunzensis Stur 295
Dentalina divergens Reuss 738
Dentalina spinulosa Mtg. 736
Dentalinen 733, 737
Desmiophyllum Solms 358
Dianulites sp. 115
Dianulites petropolitana Dybowski 118, 119
Diatomeen 734
Dichocrinus 235
Dicotyledonen 287
Dicranella curvata 554
Dicranodonta longirostre 547
Dicranum majus 555
Dicranum schraderi 547
Dicranum scoparium 547, 554, 555, 556 557
Dicranum fuscescens 547
Dicranum fuscescens var. *flexicaule* 547
Dioon 297, 298
Diospyros silvatica 287, 326
Diploneis elliptica (Kütz.) Cl. . . 474
Diploneis ovalis (Hilse) Cl. . . . 474
Diploneis puella (Schum.) Cl. . . 474
Discina sp. 572, 624
Dombeyopsis 287
Drevermannia ? carnica Rud. Richter 572
Drevermannia schmidti Rud. Richter 571 579
Dryandroides 287

E

Echinosphaerites aurantium Gyll., wohl mut. *infra* 117, 118, 119
Ehrenberginen 739
Empetrum nigrum . 547, 554, 555, 556 557, 560
Endoceras 109, 113, 118, 119, 120
Engelhardtia . . 287, 310, 316, 317, 318
Engelhardtia chrysolepia . . . 317, 318
Engelhardtia spicata 317
Entomidella angusta Mat. 569
Entomis 90, 563
Entomis (Nehdentomis) elliptica Paeck. 569, 570
Entomis (Entomis) globulus Rh. Richter 569

Seite

Entomis (Nehdentomis) nehdensis Mat. 569
Entomis (Nehdentomis) pseudo-richterina Mat. 569
Entomis (Nehdentomis) schmidti Mat. 569
Entomis (Entomis) serratostriata Sdbg. 569, 570
Entomis (Entomis) taeniata Mat. 569
Entomis (Nehdentomis) tenuistriata Mat. 569
Ephedra . . . . . 287, 307, 330 Taf. 24, 9 u. 10
Epicosmoceras fuchsi Neum. sp. . . 654
Epipeltoceras Spath 654
Epistomina partschiana d'Orb. . . 739
Epistominen 733
Epithemia argus Ktz. 475
Epithemia argus var. *longicornis* Gr. 475
Epithemia sorex Ktz. 475
Epithemia turgida Gr. 476
Epithemia zebra Ktz. 475
Epithemia zebra var. *porcellus* (Ktz.) Gr. 475
Epithemia zebra var. *saxonica* (Ktz.) Gr. 475
Equisetales 354, 359
Equisetites 354, 358
Equisetites mougeoti Brongn. sp. 354, 359 Taf. 31, 1 u. 2
Equisetum 354
Erica tetralix 139, 146, 148
Ericaceae-*pollenites callidus* R. Pot. 324 Taf. 26, 4
Ericaceae-*pollenites ericius* R. Pot. 324 Taf. 26, 5
Ericaceae-*pollenites roboreus* R. Pot. 325 Taf. 26, 6 u. 7
Ericaceen 170, 171, 172, 173, 174, 175, 176 177, 178, 179, 287, 324, 562
Ericaceenpollen 325, 331
Eryma ornati Qu. 637
Erymnoceras 661
Erymnoceras aff. *coronoides* Qu. sp. 662
Esox lucius L. 386
Estheria 109
Estoniopora communis Bassler . . 119
Estoniopora-Epitheka (?) 117
Euconulus (Euconulus) fulvus (Müll.) 411
Eunotia arcus 474

Seite

Eunotia diodon 476
Eunotia faba 476
Eunotia gracilis Rbh. 474
Eunotia lunaris Gr. 474
Eunotia monodon 476
Eunotia pectinalis (Ktz.) Rbh. . . 474
Eunotia pectinalis var. *ventralis* Grun. 476
Eunotia robusta var. *diadema* Ralfs 476
Eunotia triodon 476
Euomphalus varicosus R. Wdkd. . . 249
Expor 179

F

Fagaceae 311, 314
Fagus 154, 174, 179, 287, 312, 322, 385 563
Farnsporen 172, 173, 176, 177, 296, 331
Favosites gothlandica Lam. 109, 110, 111 115, 116
Ficus 287
Filicales 294
Firmiana 287
Flabellina oblonga Münst. 738
Flaeocarpus 287
Foraminiferen 740
Fragilaria brevistriata Gr. 474
Fragilaria capucina Desm. 476
Fragilaria constricta 476
Fragilaria construens Gr. 474
Fragilaria construens var. *binodis* Gr. 474
Fragilaria construens var. *venter* Gr. 474
Fragilaria pinnata 474
Fraxinus 287
Frondicularien 733, 738

G

Gattendorfia 253
Gattendorfia crassa H. Schm. . . . 96
Gattendorfia subinvoluta Schdwf. . 258
Genista germanica 320
Georgia pellucida 555, 556
Gephyroceras bickense 249
Gigantopteris nicotianaefolia 394
Gingko 287, 308
Taf. 24, 13 u. 14
Girvanella 276
Girvanella ducii Wethered 277

Seite

Girvanella liebusi n. sp. 278
Taf. 21, 1
Girvanella silesiaca n. sp. 278
Taf. 21, 2
Girvanella staminea Garwood . . 277
Glandulinen 733
Globigerinen 735, 736, 737
Glomospiren 733, 735
Glumiflorae 309
Glyceria 389
Glyphaea ornata Qu. 637, 645
Gnetaceae 307
Gnetaceae-*pollenites ellipticus* n. sp. 307
Gnetum 307
Gomphonema acuminatum 476
Gomphonema angustatum (Ktz.) Rbh. 475
Gomphonema constrictum 475
Gomphonema gracile 475
Gomphonema intricatum Ktz. . . . 475
Gomphonema subtile 476
Gomphonema subclavatum Gr. . . 475
Goniatites crenistria 97
Gonionema cf. *gradatum* Koken . . 114
Goniophora sp. 624
Goniophora cognata Drev. 626
Goniophora eifeliensis Kayser 624, 626
Gramineae-*pollenites* sp. 309
Gramineen 171, 172, 173, 174, 175, 176 177, 178, 179, 405
Gramineen-Pollen 309
Taf. 24, 16
Grammysia laevis (?) 6
Granulosphaera Derville . . . 280, 281
Granulosphaera laevis Will. Taf. 21, 3
Grossouvria 644
Gryphaea dilatata Sow. 699
Guildfordia acanthochila Weintz. . 209
Gulielmites jason Rein. 662
Gyrosigma acuminatum (Ktz.) Rbh. 474

H

Hängeliane 398
Hängende Klimmpflanzen 396
Hallocrinus holzapfeli Jaek. 569
Halysites-Stock 111
Hamamelidaceae 319, 326
Hantzschia amphioxys Gr. 476
Haplophragmien 735
Haploprimitia cf. *concentrica* Mat. . 569

Seite

Hapsiphyllidae Grabau 451
Hapsiphyllum Simps. 440, 445, 447, 448 452
Hapsiphyllum altiseptatum Grabau . 450
Hapsiphyllum calcariforme (Hall) 445 448, 449, 451, 452 Taf. 45, 1
Hauericeras clypeale Schlüt. 211, 217 224, 225, 227
Hauericeras pseudogardeni . . . 225, 227
Hecticoceras 633
Hecticoceras pseudopunctatum Lah. 661, 662
Hecticoceras punctatum Stahl 661, 662
Hecticoceras suevum Bon. . . . 661, 662
Hecticoceras (Brightia) brighti Pratt 636
Hecticoceras (Brightia) solinophorum (Bon.) Lem. 636
Hecticoceras (Brightia) suevum Bon. 636
Hecticoceras (Putealiceras Spath) aff. *mathayense* Kil. 635
Hecticoceras (Putealiceras Spath) *punctatum* Stahl. 635
Hecticoceras (Putealiceras Spath) *punctatum* Stahl. var. *ogivalis* Tsyt. 635
Hecticoceras (Putealiceras Spath) aff. *uhligi* Till. 635
Hecticoceras (Sublunuloceras Spath) *compressum* Qu. 635
Hecticoceras (Sublunuloceras Spath) aff. *dynastes* Waag. 636
Hecticoceras (Sublunuloceras Spath) *gigas* Qu. 636
Hecticoceras (Sublunuloceras Spath) aff. *lunuloides* Kil. 636
Hecticoceras (Sublunuloceras Spath) *pseudopunctatum* Lah. 635
Hecticoceras (Sublunuloceras Spath) aff. *regulare* Till. 635
Helicosporium spec. . . . . 291, 292 Taf. 22, 6
Heliolithes sp. 109, 110
Heliolites interstincta L. . . . 113, 129
Heliophyllum halli Edw. & H. . . 445
Herpetocrinus 239
Heterangium grievei Will. . . 396, 397
Heterophrentis Billings 445
Hibolites hastatus Blainv. 635

Seite

Hibolites wuerttembergicus Opp. . . 635
Hippocastaneaceae 314
Homalonotus sp. 623
Homalonotus armatus Burm. . . . 7
Homalonotus rhenanus Koch . . . 7
Homalophyllum calceolum (White & Whitfield) 451
Homalophyllum ungula 451
Horioceras baughieri d'Orb. 635
Hotonia 370
Humulus 429
Hybodus sp. cf. *grossiconus* Ag. . . 637
Hygrophile Pflanzen (= Sumpfpflanzen) 331
Hygrophorus niveus 555
Hylocomium splendens 555, 556
Hymenophyllum villosum 293
Hyolithes sp. 115
Hyolithes acutus Eichw. 116, 119
Hypnum 179
Hypnum crista-castrensis 555
Hypnum schreberi 555, 556

I

Ilex 287, 321, 322, 329, 330, 331, 332, 366
Ilex aquifolium 321
Ilex-pollenites iliacus R. Pot. . . . 321 Taf. 25, 30
Ilex-pollenites margaritatus R. Pot. 321 Taf. 25, 27—29
Ilex opaca 321, 322
Ilex ?-pollenites propinquus R. Pot. 322 Taf. 25, 31
Illaenus sp. 116, 118, 120
Inoceramus j. böhmi G. Müller . . 210
Inoceramus cardissoides Goldf. 211, 212 224, 225
Inoceramus cordiformis Sow. 213, 224 225
Inoceramus cordiformis Sow. var. *haenleini* G. Müll. 214
Inoceramus cycloides Wegn. . . . 215
Inoceramus cf. *glatziae* Flieg. . . 215
Inoceramus haenleini 211
Inoceramus koeneni G. Müller . . 210
Inoceramus lobatus Goldf. . . 211, 213
Inoceramus obliquus Morr. & Lyc. 637
Inoceramus pachti Arkh. 213, 224, 225

Seite

Inoceramus pinniformis 211, 224
Inoceramus pseudocardissoides Schlüt. 211, 224
Inoceramus subcardissoides Schlüt. 210
Inoceramus undulatoplicatus F. Roem. 210
Iris pseudacorus 389

J

Juglandaceae 310
Juglans 287, 310
Juniperus 299
Juniperus communis 301

K

Kalloclymenia cf. *wocklumensis* Lange 258
Katakosmoceras degradatum Buckm. 651 652, 653 Taf. 53, 1, 1 a, 1 b
Knorria mariana Michael 356
Knorria paläotriasica 356
Knorripteris bzw. *Adelophyton jutieri* Ren. 357
Koniferen 290, 292
Koniferennadel . . . . . 359 Taf. 31, 12
Koniferenpollen 332
Koniferenzapfen (v. *Voltzia?*) . . . 356 Taf. 31, 9 u. 10
Koniferenzweig . . . . . 358 Taf. 31, 8
Kosmoceras gowerianum 653
Kosmoceras (Kosmoceras) m. f. *pollucinum* Teiss. — *Duncani* Sow. 655
Kepplerites calloviensis 652
Kepplerites enodatus Nikit. 652, 653, 662
Kepplerites toricellii Opp. 653
Kugelige Radiolarien 736

L

Lactaria helva 555
Lactaria necator 555, 556
Larix 176, 287, 293, 305
Larix europaea 304
Larix ? - pollenites magnus R. Pot. . 304 Taf. 24, 1
Lauraceen 307
Laurus 287

Seite

Ledum palustre . . . 324, 548, 556, 557
Leguminosae 319
Leperditia 112
Lepidodendron 393
Lepidostrobus 356
Leptaena sericea Sow. 111, 114, 115, 116 117, 119
Leptodomus exilis Drev. 6
Libocedrus 287, 299
Liliiflorae 309
Lindsaya cultrata 296
Liquidambar 287, 319, 325, 326
Liquidambar styraciflua 319
Liquidambar-pollenites stigmosus R. Pot. . . . . 319 Taf. 25, 23
Lucina cf. *zonaria* Qu. 637
Lycopodiaceensporen 291
Lycopodiales 293
Lycopodium 287
Lycopodium annotinum 293, 294, 556, 558
Lycopodium densum 293
Lycopodium-sporites agathoecus R. Pot. . . . . 293 Taf. 22, 9 u. 10
Lycopodium?-sporites primarius Wolff . . . . . 293 Taf. 22, 8 a, b
Lycopus europaeus 389
Lyginodendron 399
Lyginopteris 393, 399
Lysimachia thyrsiflora 389
Lysimachia vulgaris 389
Lytoceras torulosum 645

M

Macroceph. tumidus 643
Maeneceras terebratum 85
Magnolia 287
Mangroven 437
Manticoceras 249
Manticoceras bickense 249
Manticoceras calculiforme calculiforme (Beyr.) . . . . . Taf. 19, 7
Marattiaceae 295
Marginulinen 733, 739
Mariopteris 393
Mariopteris muricata 394

Seite

Martinia urii Flem. 571
Mastogloia elliptica var. *dansei* . . 474
Megalaspis acuticauda Ang. var. *typica* Fr. Schmidt 119
Megalaspis planilimbata Ang. . . . 120
Megantheris archiaci Suess 6
Melosira distans 475
Melosira italica 474
Mentha 389
Mesotrypa discoidea orientalis Bassler 115
Mikrothyriaceen 300
Miliolinen 739
Mitcheldeania 276, 279
Mizzia 276
Modiomorpha sp. 624
Moorschnecken 291
Moraceen 317
Murchisonia sp. 110, 111
Musci 292
Mycelreste 291
Taf. 22, 4 a, 4 b
Myeloxylon-Aulacopteris 397
Myrica 287, 317
Myrica gale 139, 316
Myriophyllum 370, 379, 389
Myrtaceen 323

N

Nageiopsis 357
Nautilus leiotropis Schlüt. 210
Navicula bacilliformis 474
Navicula bacillum 474
Navicula dicephala W. Sm. 476
Navicula digitoradiata 476
Navicula diluviana 475
Navicula gracilioides 474
Navicula gregaria 474
Navicula muralis 474
Navicula oblonga 475
Nehdentomis-Formen . . . 87, 90, 92, 568
Neochilina sp. 569, 572
Neochilina binsenbachensis Mat. . 572
Neozaphrentis 440
Nephelium 287, 316
Neumayriceras aff. *inconspicuum* de Loor 635
Neumayriceras suevicum Opp. . . . 635

Seite

Neuropteridium sp. 356
Neuropteridium elegans Schimper 355, 356, 359
Taf. 31, 4
Neuropteridium intermedium . . 355, 356
Neuropteridium voltzi . . 353, 355, 356
Nitzschia amphibia 475
Nitzschia linearis 475
Nitzschia sinuata 475
Nitzschia sinuata var. *tabellaria* . . 475
Nodosarien 737
Nodosarien der *raphanistrum*-Gruppe 733, 736, 742, 743
Nonionina communis d'Orb. 739
Nucula variabilis Sow. 637
Nuculites ellipticus Maur. 6
Nuculites truncatus Stein. 6
Nummulina 738
Nummulinen 742
Nuphar 389
Nymphaea 389
Nyssa 287, 315, 322, 323, 330, 331, 332
Nyssa-pollenites pseudocruciatus R. Pot. 322
Taf. 25, 32—34, Taf. 26, 1
Nyssaceae 322, 326, 328

O

Oleaceen 326
Onoclea sensibilis 297
Oppelia 633
Orthis sp. 109, 110, 111, 114, 115, 116, 117, 118, 120
Orthis calligramma Dalman 113, 114, 119
Orthis cf. *davidsoni* Vern. 111
Orthis flabellulum Sow. 114
Orthis cf. *kuckersiana* Wys. bzw. *O. holmi* 114, 115
Orthis (Nicolella) moneta Eichw. . 113
Orthis cf. *testudinaria* Dalman . . 115
Orthis cf. *vespertilio* Sow. 116
Orthisina ascendens Pander . . . 116
Orthoceras sp. 110, 113, 119
Ostrakoden (Muschelkrebschen) . . 412
Ostrea cf. *knorri* (Voltz) Ziet. . . 637
Ostrea multiformis Dkr. 706
Ostrya 315
Oxyclymenia wocklumensis Wdkd. 258

Seite

Oxycoccus microcarpus Turcz. . . . 548
Oxycoccus palustris Pers. 548
Oxydiscus planissimus Eichw. . . 113

P

Pachyceras 633
Pachydictya cyclostomoides Eichw. 116
Paliurus 287
Palmae 287, 307, 308
Papaver 286
Pecopteris sulziana 355
Peltoceras sp. 633
Taf. 52, 1
Peltoceras (Peltoceras) sp. tend. ad *Aspidoceras hirsutum* Bayle . . 637
Peltoceras annulare . . . 637, 641, 642
Peltoceras arduennense 642
Peltoceras athleta . . 633, 637, 641, 642
Peltoceras (Parapeltoceres) m. f. *annulare* (Rein.) Qu. — *annulosum* Qu. 637
Peltoceras (Parapeltoceras) annulosum Qu. 637
Peltoceras (Parapeltoceras) m. f. *annulosum* Qu. — *caprinum* Qu. . 637
Peltoceras (Parapeltoceras) aff. *dacquéi* Priester 637
Peltoceras (Peltoceratoides) angustilobatum Brasil 637
Peltoceras (Peltoceratoides) sp. tend. ad *P. athletoides* Lah. 637
Peltoceras (Pseudopeltoceras) sp. . 637
Peltoceras (Pseudopeltoceras) chauvinianum d'Orb. 637
Peltoceras (Wedekindia) caprinum . 642
Peltoceratoides Spath 642
Pentacrinus astralis ornati Qu. . . 637
Pentacrinus priscus Eichw. 118
Pentamerus sp. 110
Perisphinctes 633, 661
Perisphinctes achilles d'Orb. 702
Perisphinctes (Perisphinctes) convolutus Schloth. 636
Perisphinctes (Pherisphinctes) convolutus Schloth. var. *parabolis* Qu. . 636
Perisphinctes decipiens Sow. . . . 702
Perisphinctes indogermanus 633
Perisphinctes (Perisphinctes) planus Sie. 636
Perisphinctes promiscuus 633

Seite

Perisphinctes (Perisphinctes) sulciferus Opp. 636
Perisphinctes cf. *wartae* Buk. mut. *antecedens* Salf. . . . 699, 702, 710
Perisphinctes (Choffatia) cf. *choffati* Par. & Bon. 636
Perisphinctes (Choffatia) cf. *rudnicensis* Sie. 636
Perisphinctes (Choffatia) aff. *wischniakoffi* Teiss. 636
Perisphinctes (Grossouvria) sp. aff. *evexus* Qu. 636
Perisphinctes (Orionoides ?) sp. ex aff. *orion* Opp. 636
Perisphinctes (Subgrossouvria ? Orionoides ?) aff. *villánoides* Till. . 636
Peroniceras subtricarinatum d'Orb. . 210
Petraia 439, 440
Phacopidella sp. 569
Phacops sp. . 110, 115, 569, 570, 571, 572
Phacops (Phacops) granulatus Mstr. 571
Phacops kuckersianus 113
Phacops wesenbergensis . 114, 115, 127
Phacops wocklumeriae 572
Phacops (Chasmops) eichwaldi Fr. Schmidt 114, 130
Phacops (Chasmops) odini Eichw. 115, 118
Phacops (Dianops) typhlops Rud. Richter 572
Phacops (Nephranops) incisus dillanus R. & E. Richter 569
Phacops (Trimerocephalus) mastophthalmus Rh. R. 569
Phenacoceras 253
Philadephus 313
Phillipsastraea 89
Phlycticeras pustulatum 661, 662
Phoenix 309
Phragmites 389
Phragmites communis 389
Phragmothyrites cf. *eocaenica* Edw. 290
Taf. 22, 5
Phyllocladus ? 298, 300
Taf. 24, 8
Picea 171, 172, 177, 179, 287, 298, 305, 306 385, 559, 563
Picea excelsa 306, 554, 555, 556, 557, 558 559, 564

Seite

Picea excelsa var. *turfosa* 559
Picea orientalis 286
Picea-pollenites alatus R. Pot. . . 306
Taf. 24, 5
Pilzreste 290
Pilzsporen 292, 329
Taf. 22, 1—3
Pinaceen 331
Pinnularia gentilis 475
Pinnularia legumen 476
Pinnularia macilenta 476
Pinnularia maior 475
Pinnularia nobilis 476
Pinnularia subsolaris 475
Pinnularia viridis 475
Pinus 170, 171, 172, 173, 174, 175, 176 177, 178, 179, 287, 298, 299, 300, 306 315, 331, 405, 563
Pinus cembra 305
Pinus haploxylon-Typ 305
Pinus montana 306
Pinus peuce 305
Pinus silvestris 286, 298, 305, 306, 555 559, 563
Pinus strobus 306
Pinus-Haploxylon-Typ 298
Pinus-pollenites labdacus R. Pot. 305, 306
Taf. 24, 4
Pinus-pollenites microalatus . R. Pot. 305, 306
Taf. 24, 2 u. 3
Placenticeras Meek. 217
Placenticeras cf. *guadalupae* F. Roem. 217, 220, 224, 225
Taf. 16, 3
Placenticeras cf. *intercalare* Meek. . 222
Placenticeras newberry Hyatt . . 222
Placenticeras placenta Dekay . . . 222
Placenticeras planum Hyatt . . . 222
Placenticeras radiatum (J. Böhm in sched.) n. sp. 219, 220, 221, 224, 228
Taf. 16, 1, 2
Placenticeras stantoni Hyatt var. *bolli* Hyatt 222
Placenticeras syrtale Mort. . 211, 224
Placenticeras syrtale Mort. var. *costata* Riedel 225
Placenticeras syrtale Mort. var. *guadalupae* F. Roem. 225

Seite

Placenticeras syrtale Mort. var. *milleri* v. Hauer 225
Plagiothecium silesiacum 556
Plagiothecium silvaticum 556
Planaria alpina 553
Planera 287, 318
Planera aquatica 318
Planorbis-Arten 707, 713
Plantago 319
Platyclymenia (Platyclymenia) pompeckji (Wdkd.) 248
Platystrophia biforata var. *lynx* Eichw. 114, 115, 116, 117, 119
Pleurodictium problematicum Goldf. 6
Pleurotomaria sp. 6
Pleurotomaria cf. *granulata* Sow. . 637
Podocarpoideen 298
Podocarpus 287, 291, 293, 300
Taf. 24, 7
Podozamites 357
Pogonatum alpinum 547
Pogonatum nanum var. *longisetum* 554, 555
Pollenites sp. 304
Pollenites anulus 325
Pollenites bituitus R. Pot. . . 316, 317
Taf. 25, 19
Pollenites cingulum 314, 327
Taf. 25, 9—11
Pollenites confinis R. Pot. 326
Taf. 26, 11, 19—21
Pollenites coryphaeus 317
Pollenites dolium R. Pot. 325
Taf. 26, 8
Pollenites edmundi R. Pot. . . 327, 330
Taf. 26, 9
Pollenites euphorii R. Pot. 326
Taf. 26, 15
Pollenites exactus facetus R. Pot. . 313
Taf. 26, 16 u. 17, 22 u. 23
Pollenites gertrudae 326
Pollenites granifer R. Pot. . . 316, 317
Taf. 25, 17 u. 18
Pollenites henrici 312, 313
Taf. 24, 20
Pollenites hiatus R. Pot. 299, 300, 301
Taf. 23, 3
Pollenites igniculus 304
Pollenites iliacus R. Pot. 321
Pollenites labdacus R. Pot. 298

Seite

Pollenites laesus R. Pot. . . . 312, 327
Taf. 25, 2—4
Pollenites levis R. Pot. 316, 317, 318
Taf. 25, 21
Pollenites magnus dubius R. Pot. 298
299, 300
Taf. 23, 1 u. 2
Pollenites margaritatus R. Pot. 321, 322
Pollenites megagranifer 316
Pollenites microalatus R. Pot. . . 298
Pollenites microlaesus R. Pot. . . 327
Pollenites multistigmosus R. Pot. . 319
Taf. 26, 18 a u. b
Pollenites ortholaesus lasius R. Pot. 327
Pollenites polyformosus n. sp. . . . 302
Taf. 23, 6—11
Pollenites propinquus 321
Pollenites pseudocruciatus 322
Pollenites pseudolaesus R. Pot. . . 312
Taf. 25, 5
Pollenites quisqualis R. Pot. . . . 319
Taf. 25, 24
Pollenites tranquillus 309
Pollenites vestibulum R. Pot. . 322, 323
Taf. 26, 10
Polygona 176
Polymorphina gibba d'Orb. 733
Polymorphina lactea Walk. & Jac. 733
Polymorphina nodosaria Reuss . . 733
Polymorphina problema d'Orb. . . 733
Polymorphinen 738
Polypodiaceae 295
Polypodiaceae ? — *sporites haardtii*
R. Pot. & Ven. 297
Taf. 22, 17
Polypodiaceae ? — *sporites haardtii*
minor n. f. R. Pot. & Ven. . . . 297
Taf. 22, 18
Polypodiaceen-Sporen 296
Polypodium 287, 296, 405
Polypodium vulgare 296
Polypodium-sporites alienus R. Pot. 296
Taf. 22, 15
Polypodium-sporites favus
R. Pot. 295, 296
Taf. 22, 14
Polystichum lonchitis 297
Polystichum thelypteris 331, 389
Polystomellen 739

Seite

Polytrichum commune 555, 556
Polytrichum strictum . . . 554, 555, 556
Polytrichum strictum var. *alpestre* . 547
Ponticeras sp. 243, 244, 249, 250
Taf. 19, 6
Populus 171, 287
Posidonia venusta Mstr. 269, 569, 570
572
Posidonomya ornati . . . 637, 645, 660
Postclymenia evoluta Frech 258
Potamogeton 308, 370
Potamogeton lucens 339
Praeglyphioceras pseudosphaericum
(Frech) 248
Primitia 87
Primitia sandbergeri Mat. 569
Primitia cf. *variostriata* Clarke . . 568
Primitia wildungensis Mat. 568
Primitiella sp. 87, 569
Primitiella reichi Mat. 568
Prionoceras frechi (Wdkd.) 248
Prolcbites Karp. 252
Prolobites delphinus (Sdbg.) 247, 248, 252
Prolobites delphinus var. *insulcata* . 252
Pronoë brongniarti Roem. 706
Pronoë nuculaeformis Roem. . . . 706
Protocardia hillana Sow. 209
Pseudoclymenia 258
Pseudomonotis ornati Qu. 637
Pseudopeltoceras sp. 641
Pseudopeltoceras chauvinianum . . 641
Pseudoperisphinctes 661
Pseudotsuga 298
Pseudotsuga douglasii 304
Psilotinae 294
Psilotum 294
Pterinea costata 626
Pterinea paillettei de Vern. 623, 625, 626
Pteris 287
Pterocarya 287, 310, 311, 316
Pterocarya-pollenites stellatus R. Pot. 311
Taf. 24, 19
Pteroceras oceani Brgt. 706
Ptilidium ciliare 547, 555, 556
Ptychocythus sp. 570
Pullenia sphaeroides d'Orb. . . . 739
Pullenien 733
Pulvinolina cf. *karsteni* Reuss . 736, 737
Pulvinulinen 733, 736

Seite

Punctum (Punctum) pygmaeum (Drap.) 411
Punicaceen 314
Pupilla (Pupilla) muscorum (L.) 411, 412

Q

Quenstedtoceras sp. . . . . 633, 642 Taf. 52, 1, 1 a, 1 b
Quenstedtoceras aff. *gregarium* Bean (Leck.) 636
Quenstedtoceras lamberti . . . 633, 636
Quenstedtoceras cf. *longaevum* Bean 636
Quenstedtoceras sp. tend. ad *mologae* Nikit. 636
Quercus 170, 171, 172, 173, 174, 175 176 177, 178, 179, 287, 311, 313, 314, 331 405, 563
Quercus alba 312
Quercus obtusifolia 312
Quercus pedunculata . . . . . 312 Taf. 24, 21 u. 23, Taf. 25, 1
Quercus ? — pollenites henrici R. Pot. 311
Querum 225
Quinqueloculinen 737, 739

R

Radiolarien 733, 735, 740
Raphistoma nummismale Ko. . 114, 130
Raymondiceras Schdwf. 244
Rectoclymenia roemeri Wdkd. . . 248
Reineckeia 633, 657
Reineckeia aff. *plana* Lee 641
Reineckeia (Reineckeia) aff. *reissi* Steinm. 636, 641
Reineckeia subanceps Greif. . . . 658
Reineckeia aff. *transiens* Till. . . 641
Reineckeia (Collotia) fraasi Opp. 636 639, 658
Reineckeia (Collotia-Kellawaysites) n. sp. . . . . 636 Taf. 51, 2, 2 a
Reineckeia (? Kellawaysites) n. sp. ex aff. *plana* Lee 636
Reineckeia (Reineckeites) waageni Till. 636, 641
Retinella (Aegopinella) pura (Ald.) 411

Seite

Retinella (Perpolita) radiatula (Ald.) 411
Rhamnaceen 323
Rhamnus 287
Rhenorensselaeria crassicosta Koch 624, 628
Rhizophydium 292
Rhodophyceae 279
Rhoicosphenia curvata (Ktz.) Gr. 475
Rhoipites 326
Rhopalodia gibba O. Müller . . . 475
Rhopalodia gibberula O. Müller . 476
Rhus 287, 313, 320, 326, 332
Rhus catiens 320
Rhus copalina 320
Rhus glabra . . . . . 320 Taf. 25, 26
Rhus laurina 320
Rhus typhina 320
Rhus ? — pollenites pseudocingulum R. Pot. . . . . 320, 326 Taf. 25, 25
Rhynchonella sp. 114
Rhynchonella daleidensis F. Roemer 7
Rhynchonella dannenbergi Kayser var. *minor* Drev. 6
Rhynchonella duensis Drev. . . . 6
Rhynchonella aff. *triplicosa* Qu. . . 637
Ribes sanguinea 325
Richterina 92, 563
Richterina (Fossirichterina) sp. . . 570
Richterina (Fossirichterina) gyrata Rh. R. 570, 571
Richterina (Fossirichterina) intercostata Mat. 570
Richterina (Fossirichterina) moravica Rzehak 570
Richterina (Richterina) costata Rh. R. 570, 571
Richterina (Richterina) dichotoma Paeck. 571, 572
Richterina (Richterina) exornata Mat. 571, 572
Richterina (Richterina) cf. *hemisphaerica* Rh. R. 570, 571, 572
Richterina (Richterina) striatula Rh. R. 570, 571, 572
Richterina (Richterina) cf. *vittata* Gürich 570
Ringsteadia anglica Salf. 713

Seite

Ringsteadia frequens Salf. 702
Ringsteadia pseudocordata Blake . 713
Rosalinen 739
Rotalia soldanii girardana Reuss . 738
Rottanne 547
Rumex hydrolapatum 389
Russulina decolorans 555

S

Sabal 287, 309
Taf. 24, 15
Sabal-pollenites convexus n. sp. . 308
Sagittaria 308
Salicaceae 310, 326
Salicornia herbacea 435
Salix 287, 310, 326, 389, 563
Salix fragilis 310
Salix oleifolia 310
Salix-pollenites gertrudae R. Pot. . 310
Taf. 24, 17
Sandfucoiden 737
Sandschaler 733, 735, 736
Sapindaceenpollen 327
Saprophyten 292
Sarothamnus scoparius 320
Sassafras 287
Scapania umbrosa 547
Scheibendiatomeen 733
Schirmtanne, japanische 303
Schizoneura gondwanensis 355
? Schizoneura paradoxa Schimper 355
359
Taf. 31, 3
Schizophoria provulvaria Maur. 624, 628
Schizophoria striatula 629
Schizophoria vulvaria 629
Schizophyceae 277
Schwammnadeln 736, 740
Schwammreste 733
Sciadopitys . . . 287, 298, 302, 303, 328
Taf. 23, 15
Sciadopitys-Pollen 293, 315
Sciadopitys-pollenites serratus R. Pot. 302
Taf. 23, 14 a u. 14 b
Scirpus lacustris 389
Sellanarcestes Schdwf. 252
Septonema ? 291

Seite

Sequoia 287, 295, 298, 299, 301, 302, 308
312, 331
Taf. 23, 12
Sequoia sempervirens 301
Sequoia-pollenites polyformosus n. sp. 301
Sequoienhorizont . . . . . Taf. 23, 5
Sigillaria 393
Smilax-Pollen 309
Smilax-pollenites setarius R. Pot. . 309
Solenopora 276, 280
Solenopora similis Paul mscr. . . 279
Sparganiaceae 307
Sparganiaceae-*pollenites polygonalis* n. sp. 307
Sparganium 287, 307, 308, 331
Taf. 24, 11 u. 12
Sparganium - Pollen . . . 290, 329, 330
Sphaeroidina variabilis Reuss . . . 739
Sphagnaceae 292
Sphagnaceensporen 291, 330
Sphagnum 179, 287, 291, 295, 297, 308
315, 429, 557, 563
Sphagnum acutifolium 547, 554, 555, 556
557
Sphagnum medium 556, 557
Sphagnum-sporites stereoides R. Pot. & Ven. 292
Taf. 22, 7
Sphenopteris adiantoides 393, 394, 395
397, 399
Taf. 36, 1—5
Sphenopteris bäumleri 399
Sphenopteris bermudensiformis . . 399
Sphenopteris divaricata 398
Sphenopteris elegans 397
Sphenopteris hoeninghausi . . . 393, 399
Sphenopteris larischi 399
Sphenopteris stangeri 399
Sphenopteris (Lagenopteris) linki Göppert 398
Taf. 37, 1—3
Spinigera semicarinata Münst. . . 637
Spirematospermum 287
Spirifer sp. 116
Spirifer carinatus Schnur 7
Spirifer hystericus Schloth. 624, 627
Spirifer latestriatus Maur. 7
Spirifer primaevus Stein. . . 624, 627
Spirifer prohystericus Maur. 624, 627

Seite

Spirifer subcuspidatus Schnur . . 7
Spirifer verneuili Murch. 571
Spiroplecta 733, 735, 736, 743
Spiroplecta carinata d'Orb. . . 737, 738
Spiroplecta aff. *carinata* d'Orb. 736, 739
Spondias lutea 320
Sporadoceras discoidale (Wdkd.) . 248
Sporadoceras münsteri (v. B.) . . 248
Sporites favus 296
Sporites haardti R. Pot. . . . 297, 331
Sporites ligneolus R. Pot. 294
Taf. 22, 11
Sporites primarius R. Pot. 302
Sporites secundus R. Pot. 296
Taf. 22, 16
Sporites serratus 302
Sporites stereoides R. Pot. & Ven. . 293
Sporites stictus Wolff 293
Stauroneis phoenicenteron 476
Stauroneis smithii Gr. 474
Stichoporina reussi Stol. 737
Straparollus cf. *descendens* Koken 110, 116
Stratiotes (Wasserscheere) 370
Stratiotes aloides 389
Streptelasma Hall 445
Stromatopora sp. 109
Stropheodonta sp. 624
Stropheodonta interstrialis 238
Stropheodonta subarachnoidea A. V. sp. 6
Strophomena sp. 111, 115, 117
Strophomena cf. *antiquata* Sow. . 114
Strophomena deltoidea Conrad . . 113
Strophomena expansa Sow. 115
Strophomena (Leptaena) rhomboidalis Wilckens 115
Styliolinen 569
Subbonarellia aff. *decipiens* Spath 635
Succinea (Hydrophyga) oblonga Drap. 411
Surirella biseriata Bréb. var. *bifrons* Hust. 476
Surirella robusta 475
Symphytum officinale 389
Synchirocrinus 238
Synedra capitata 405, 476
Synedra ulna 474

Seite

T

Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Kütz. 475
Tabellaria flocculosa 475
Taxaceen 298, 299, 300
Taxodieen 298, 300, 331
Taxodium 287, 298, 301, 309
Taf. 23, 4
Taxodium distichum 301
Taxus 287, 299, 300
Tentaculites scalaris Schloth. . . 6
Tentaculites tenuicinctus Sdbg. . . 568
Terebratula humeralis Roem. 700, 704 705
Terebratula subsella Leym. 706
Tetracyclus 476
Tetracyclus emarginatus W. Sm. . 475
Tetracyclus lacustris Ralfs . 474, 475
Tetraphus pellucidus 547
Texanites texanum F. Roem. . . . 210
Textularia 743
Textularia articulata d'Orb. 739
Textularia haueri d'Orb. 739
Textularien 735, 736, 737
Thalictrum 319
Thouinidium 287
Thypa angustifolia 389
Thyramminen 735
Tilia 170, 171, 173, 177, 287, 289, 323 563
Tilia-pollenites instructus R. Pot. . 323
Taf. 26, 2 u. 3
Tiliaceae 323
Tmesipteris 294
Toreya 299, 300
Trapa 287
Trematopora kuckersiana Bassler . 114
Trichia (Trichia) hispida 411
Trilobitenreste 111, 114, 115
Triloculinen 739
Triplophyllum 448, 450, 452
Trochamminen 733, 735, 736
Trochiten 115
Tropidoleptus carinatus Conrad . . 624
Tropidoleptus rhenanus Frech . . . 7
Truncatellina cylindrica (Fér.) . . 411
Truncatulina akneriana d'Orb. . . . 737
Truncatulina cf. *dutemplei* d'Orb. . 736
Truncatulina cf. *ungeriana* d'Orb. 736, 737

Seite

Truncatulinen 733
Tsuga 287, 298
Tsuga canadensis 304
Tsuga diversifolia 303
Tsuga-Pollen 293
Tsuga-pollenites igniculus R. Pot. . 303
Taf. 23, 16
Tsuga-pollenites macroserratus Wolff 304
Taf. 23, 17
Turbinolia 440
Turrilites varians Sow. 210
Typha 307, 405
Typha angustifolia 307

U

Ulmaceae 287, 318
Ulmaceae-*pollenites* 318
Ulmus 170, 171, 175, 178, 287, 318, 405
563
Ulmus campestris 318
Ulmus scabra 318
Ulmus-pollenites undulosus Wolff . 318
Taf. 25, 22
Urtica 429
Urtica dioica 389
Utricularia 370
Uvigerina 742

V

Vaccinium myrtillus 145, 324, 547, 554
555, 556, 560
Vaccinium oxycoccos 548, 563
Vaccinium oxycoccos var. *microcarpum* 555
Vaccinium uliginosum 547, 554, 555, 556
557, 560
Vaccinium vitis idaea 324, 547, 554, 555
556, 560
Vaginulina 742
Vaginulina strigillata Reuss 733
Valeriana officinalis 389
Vallonia costata 411, 412
Vallonia pulchella 411
Valvata (Valvata) cristata Müll. . 411
Valvata (Cincinna) piscinalis antiqua Sow. 405, 424
Vertigo (Vertilla) angustior 411
Vertigo (Vertigo) antivertigo . . . 411

Seite

Vertigo (Vertigo) pusilla 411
Vertigo pygmaea quadridentata . . 411
Viburnum 287
Viscophyllum 287
Vitis 287
Vitrea (Vitrea) contracta West. . . 411
Voltzia 356
Voltzia heterophylla Brongn. 356, 359
Taf. 31, 11
Volviceramus involutus Sow. . . . 210
Vulvulinen 736

W

Wasserpflanzenpollen 290
Webera nutans . . . 547, 554, 555, 556
Wedekindella Schdwf. 252
Werneroceras n. sp. 244, 251
Taf. 19, 8
Wocklumeria 95, 572
Wocklumeria sphaeroides R. Richt. 258
Worthenia (Lophospira) vermetus Koken 113

X

Xanthidien 740

Y

Yuccites vogesiacus Schimper 358, 359
Taf. 31, 13

Z

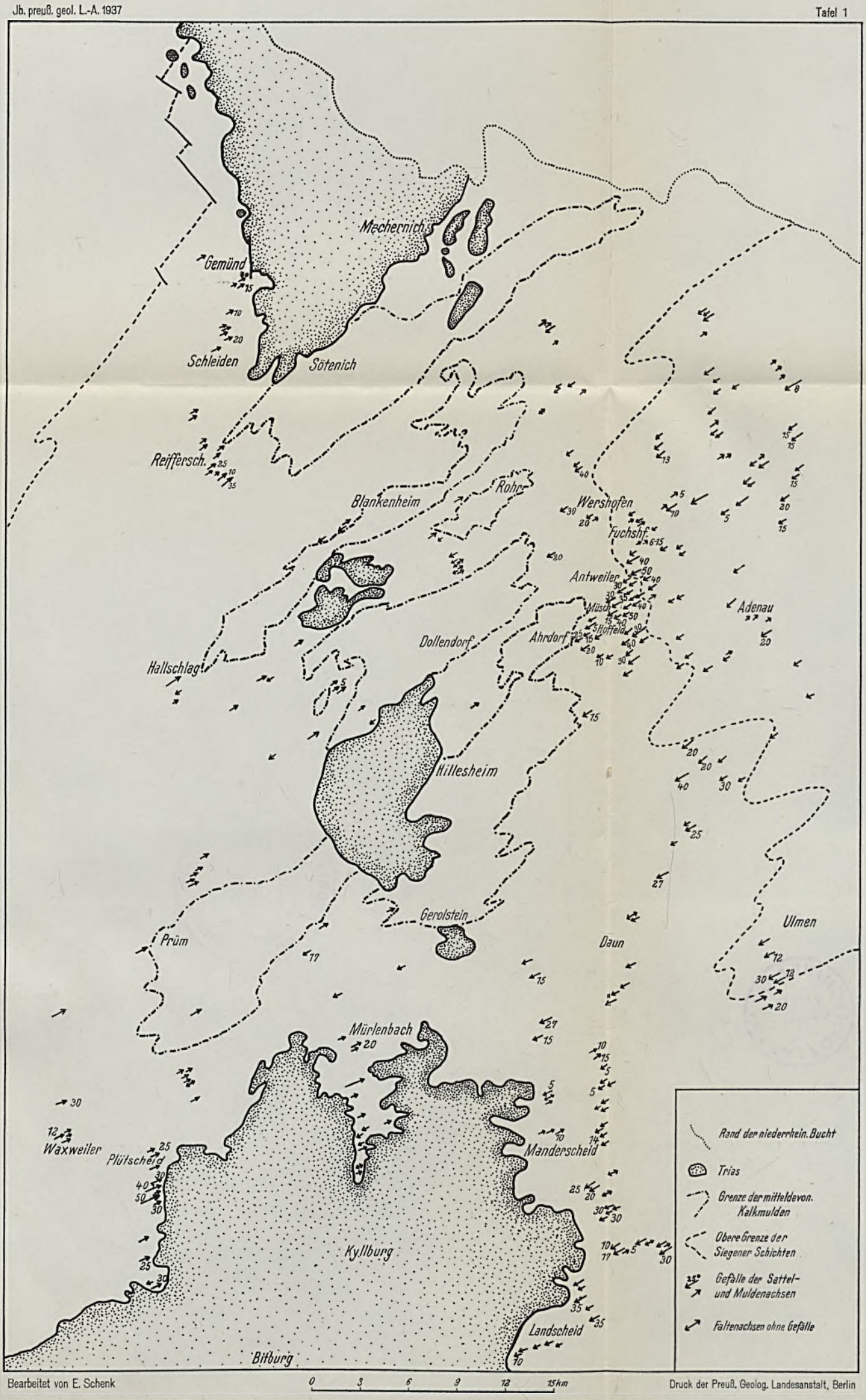
Zaphrentidae 452
Zaphrentoididae nov. nom. . . 451, 452
Zaphrentis Raf. & Cliff. 110, 439, 440
445, 452
Zaphrentis armoricana Barrois . . 451
Zaphrentis calcariformis Hall . . . 445
Taf. 45, 1
Zaphrentis cornicula (Lesueur) 441, 443
452
Taf. 44, 1 u. 2
Zaphrentis delanouei Edw. & H. . 449
Zaphrentis delépini Vaugh. 449
Zaphrentis griffithi Edw. & H. 449, 450
452
Zaphrentis koninckı Edw. & H. 448, 449
Taf. 45, 2

Seite

Zaphrentis omaliusi Edw. & H. 448, 449 Taf. 45, 3
Zaphrentis patula (Mich.) 441
Zaphrentis phillipsi Edw. & H. . . 449
Zaphrentis phrygia Raf. & Cliff. 440, 441
Zaphrentis vortex Ldm. 451
Zaphrentoides . 448, 449, 450, 451, 452
Zaphrentoides (Hapsiphyllum) calcariformis (Hall) . . . . . Taf. 45, 1
Zaphrentoides (Zaphrentoides) koninckı Edw. & H. . . . . Taf. 45, 2
Zaphrentoides (Zaphrentoides) omaliusi (Edw. & H.) . . . . Taf. 45, 3
Zelkowa cretica 318
Zelkowa crinata 318
Zonitoides (Zonitoides) nitidus (Müll.) 411
Zostera 435
Zugocosmoceras, Buckman, emend. Brinkmann 632, 660
Zugocosmoceras jason Rein. 648
Zugocosmoceras m. f. *paragemmatum* n. sp. — *postremum* n. sp. . . . 643
Zugocosmoceras postremum n. sp. . 643 Taf. 51, 1, 1 a, 1 b
Zugocosmoceras sedgwickii Pratt. 662
Zygopterideen 393
Zygopteris scandens 393

Die Nord-Süd-Zone in der Eifel

Jb. preuß. geol. L.-A. 1937



Bearbeitet von E. Schenk

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

Die mitteldevonischen Kalkmulden der Eifel haben die varistische Faltungsrichtung SW—NO. Sie liegen jedoch in einer Nordsüdzone, die ungefähr 40 km breit ist. Diese Zone ist außerdem dadurch ausgezeichnet, daß von Norden und Süden her die Trias, die inmitten der Zone weite Areale bedeckt, in sie hineinbuchtet (Mechernicher und Trierer Bucht). Die Grenzen der unterdevonischen Horizonte, die vor allem am Ostrand der Nordsüdzone klar hervortreten, haben nördlichen bis nordwestlichen Verlauf und zeigen damit das Untertauchen der Großfaltenzüge in die Nordsüdzone an. Die Einfallswinkel der Achsen der einzelnen Falten werden mit Annäherung an die Muldenzone von beiden Seiten her größer und erreichen im Durchschnitt 30 bis 40° in einer einheitlich N—S streichenden Abbiegungszone der Faltenachsen. Im zentralen Teil der Nordsüdzone liegen NO und SW einfallende Kleinfalten nebeneinander (verschränkt), ebenso besonders im Gebiet nordöstlich Fuchshofen.

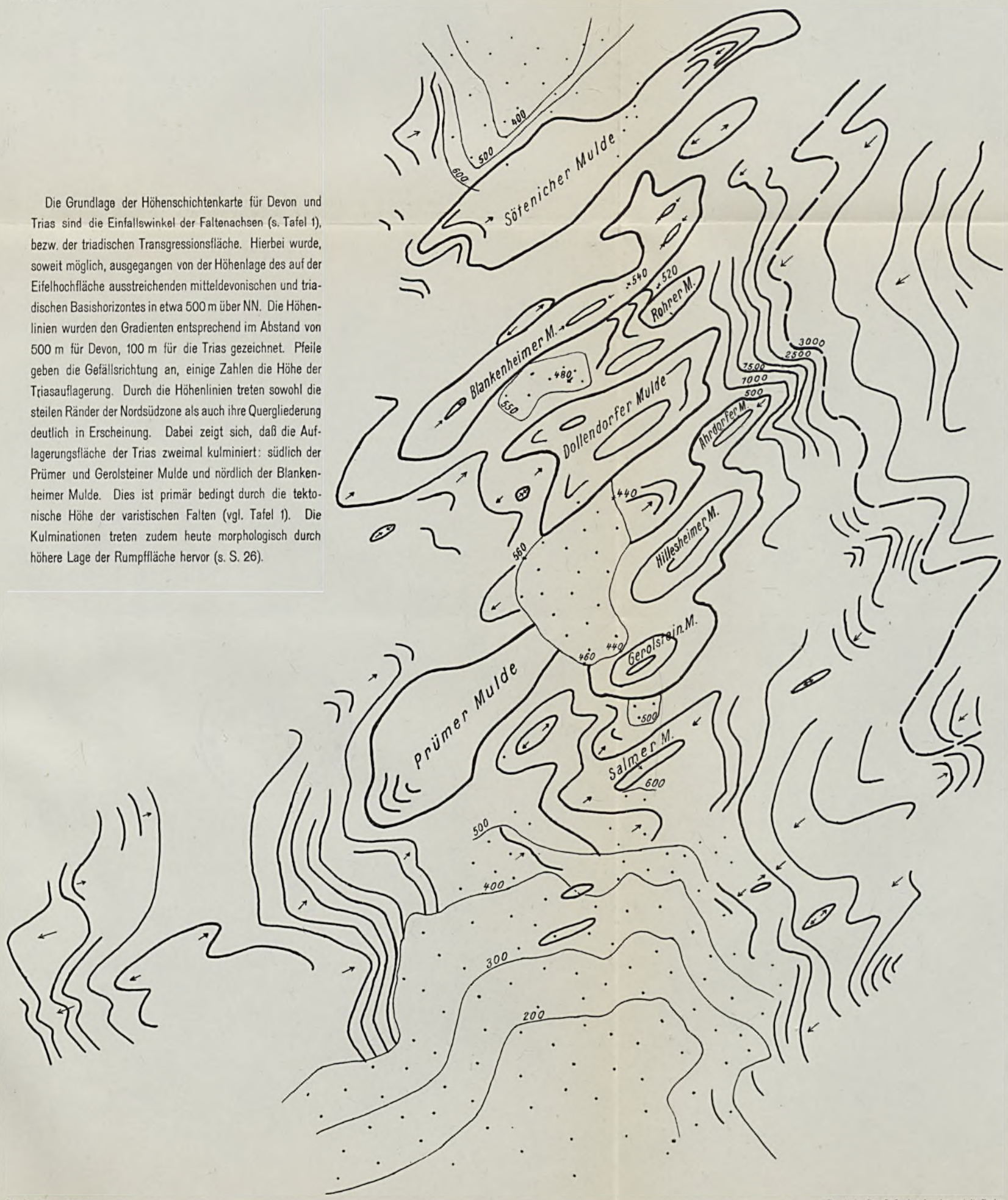
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tektonische Höhenlinien für Devon und Trias

Jb. preuß. geol. L.-A. 1937

Die Grundlage der Höhenschichtenkarte für Devon und Trias sind die Einfallswinkel der Faltenachsen (s. Tafel 1), bezw. der triadischen Transgressionsfläche. Hierbei wurde, soweit möglich, ausgegangen von der Höhenlage des auf der Eifelhochfläche ausstreichenden mitteldevonischen und triadischen Basishorizontes in etwa 500 m über NN. Die Höhenlinien wurden den Gradienten entsprechend im Abstand von 500 m für Devon, 100 m für die Trias gezeichnet. Pfeile geben die Gefällsrichtung an, einige Zahlen die Höhe der Triasauflagerung. Durch die Höhenlinien treten sowohl die steilen Ränder der Nordsüdzone als auch ihre Quergliederung deutlich in Erscheinung. Dabei zeigt sich, daß die Auflagerungsfläche der Trias zweimal kulminiert: südlich der Prümer und Gerolsteiner Mulde und nördlich der Blankenheimer Mulde. Dies ist primär bedingt durch die tektonische Höhe der varistischen Falten (vgl. Tafel 1). Die Kulminationen treten zudem heute morphologisch durch höhere Lage der Rumpffläche hervor (s. S. 26).

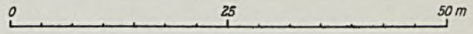


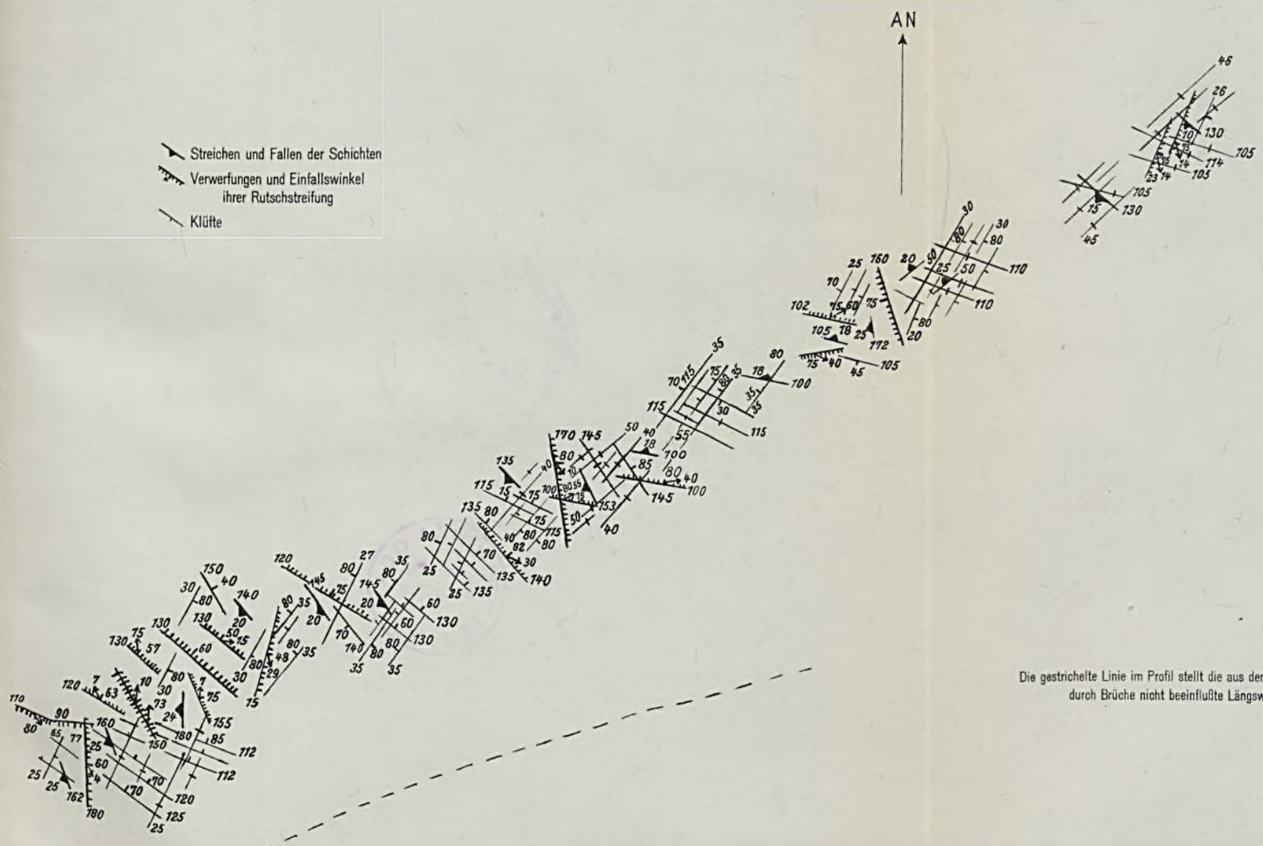
Bearbeitet von E. Schenk

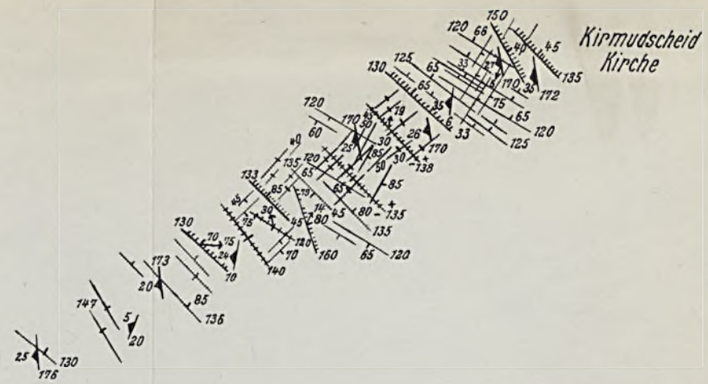
Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
DANZIG
BIBLIOTHEK

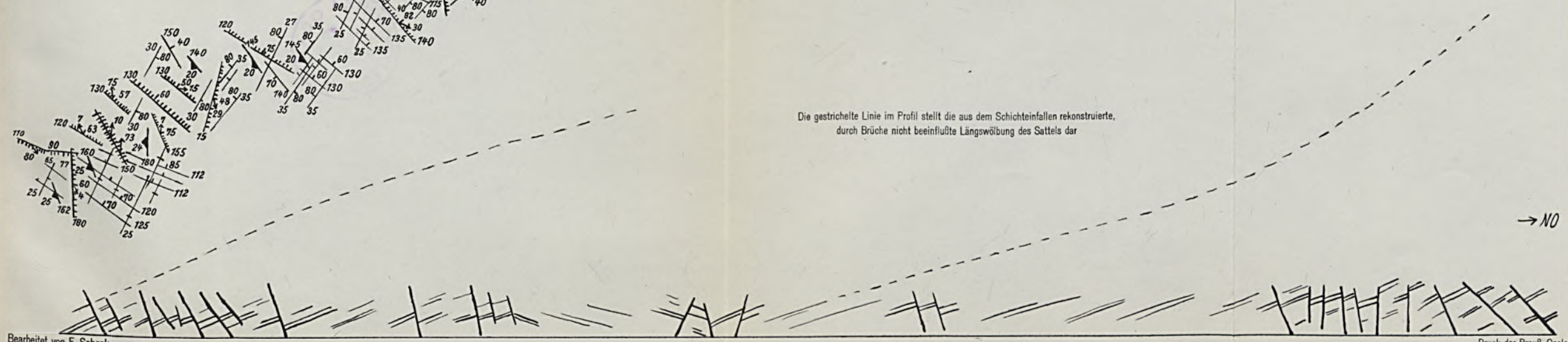
Antithetische Kluft- und Verwerfungssysteme
im Scheitel des Sattels bei Kirmudscheid







Die Kartierung der Tektonik in dem breiten Sattelscheitel bei Kirmudscheid weist Gesetzmäßigkeiten der Bruchbildung auf. Klüfte und Verwerfungen sind quer und paarweise diagonal der Faltenachse, deren Lage mit der Schichtung übereinstimmt, zugeordnet. Nicht nur einzeln stehen sie vorwiegend antithetisch zur Faltenachse, bezw. zur Schichtung, sondern auch als gepaarte Systeme (s. S. 19 ff.). Durch ihre antithetische Stellung machen sie die Aufwölbung der Faltung rückgängig. Das Faltengewölbe wird in ein Mosaik kleiner Schollen zerlegt, die bei der Aufwärtsbewegung durch die Faltung schräg seitlich, höchst selten in vertikaler Richtung bewegt werden.



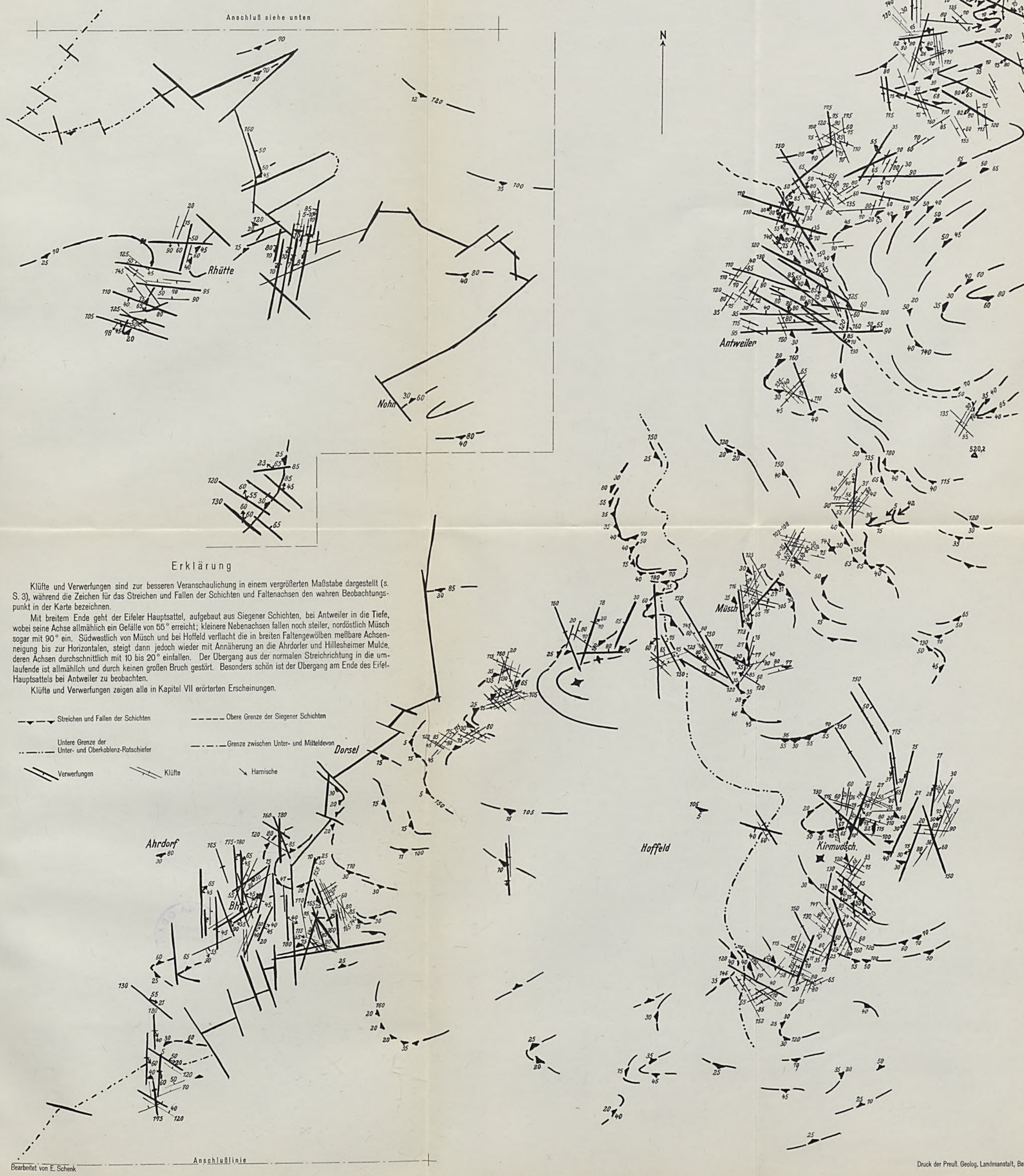
Die gestrichelte Linie im Profil stellt die aus dem Schichteinfallen rekonstruierte, durch Brüche nicht beeinflußte Längswölbung des Sattels dar

Bearbeitet von E. Schenk

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Strukturen im Gebiet der Achsenabbiegung nordöstlich der Ahrdorfer und Hillesheimer Mulde



Erklärung

Klüfte und Verwerfungen sind zur besseren Veranschaulichung in einem vergrößerten Maßstabe dargestellt (s. S. 3), während die Zeichen für das Streichen und Fallen der Schichten und Faltenachsen den wahren Beobachtungspunkt in der Karte bezeichnen.

Mit breitem Ende geht der Eifeler Hauptsattel, aufgebaut aus Siegener Schichten, bei Antweiler in die Tiefe, wobei seine Achse allmählich ein Gefälle von 55° erreicht; kleinere Nebenachsen fallen noch steiler, nordöstlich Müsch sogar mit 90° ein. Südwestlich von Müsch und bei Hoffeld verflacht die in breiten Faltengewölben meßbare Achsenneigung bis zur Horizontalen, steigt dann jedoch wieder mit Annäherung an die Ahrdorfer und Hillesheimer Mulde, deren Achsen durchschnittlich mit 10 bis 20° einfallen. Der Übergang aus der normalen Streichrichtung in die umlaufende ist allmählich und durch keinen großen Bruch gestört. Besonders schön ist der Übergang am Ende des Eifel-Hauptsattels bei Antweiler zu beobachten.

Klüfte und Verwerfungen zeigen alle in Kapitel VII erörterten Erscheinungen.

Streichen und Fallen der Schichten

Obere Grenze der Siegener Schichten

Untere Grenze der Unter- und Oberkoblenz-Rotschiefer

Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon

Verwerfungen

Klüfte

Harnische

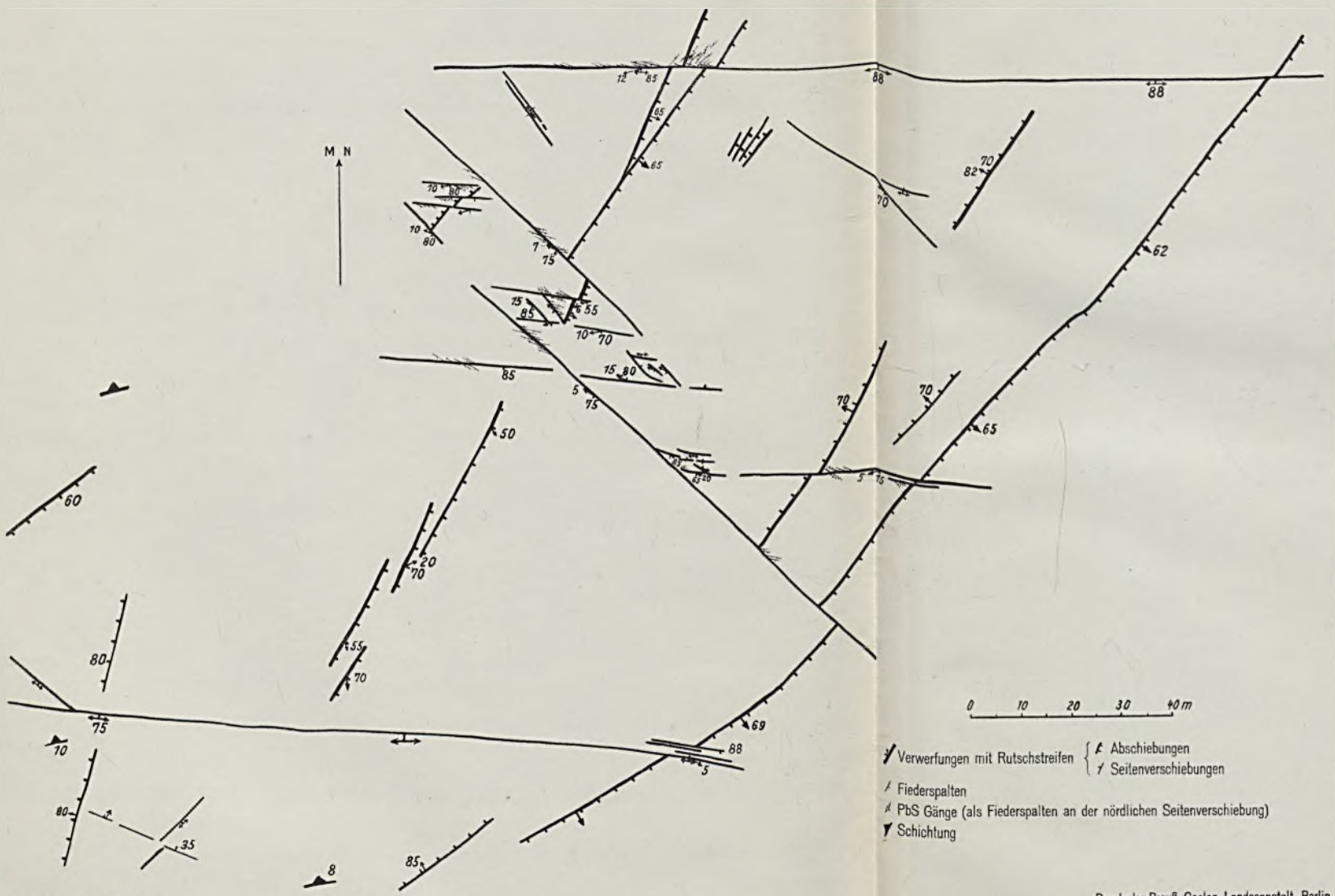
Anschlußlinie

Bearbeitet von E. Schenk

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tagebau Kallmuther Berg



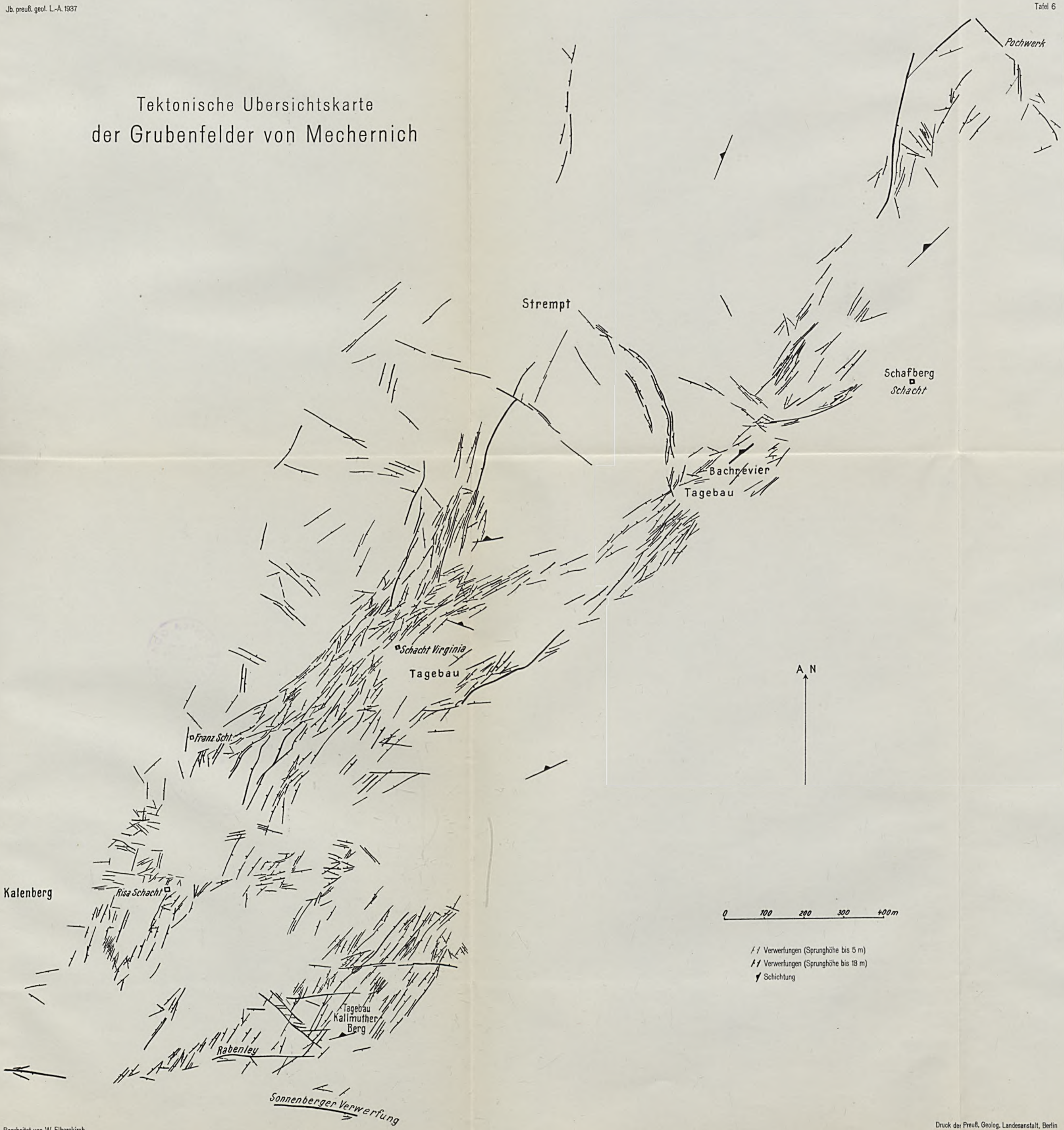
Verwerfungen mit Rutschstreifen { Abschiebungen / Seitenverschiebungen
Fiederspalten
PbS Gänge (als Fiederspalten an der nördlichen Seitenverschiebung)
Schichtung

Bearbeitet von W. Elberskirch

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
GELÄNDE
DANZIG

Tektonische Ubersichtskarte der Grubenfelder von Mechernich



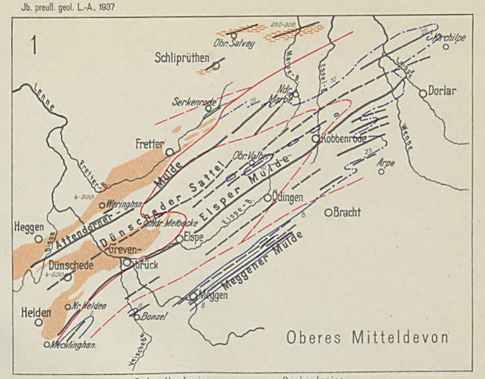
Bearbeitet von W. Elberskirch

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

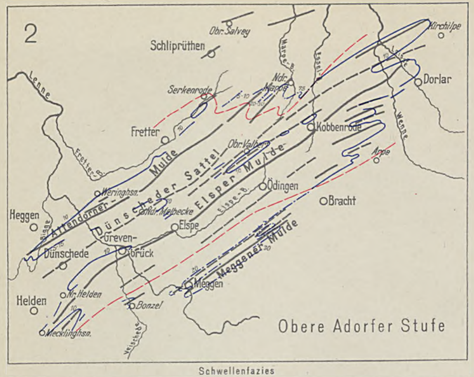
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

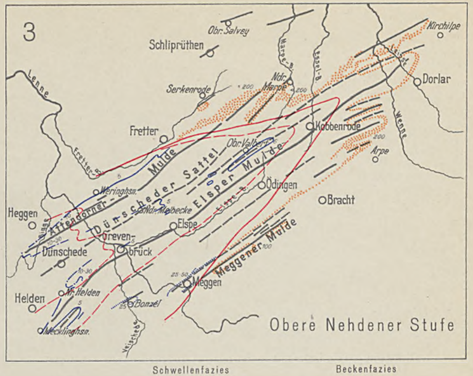
Fazies-Karten der Attendorn-Elsper Doppelmulde



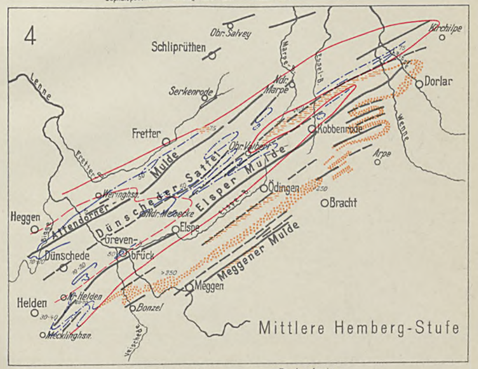
Schwellenfazies: Cephalopodenkalk; Beisinghauser Kalk
Beckenfazies: Massenkalk; Flinz



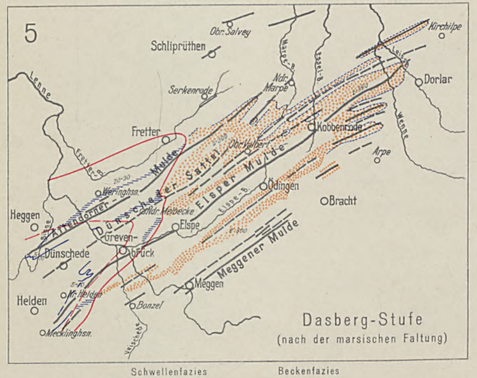
Schwellenfazies: Adorfer Kalk; Bandschiefer



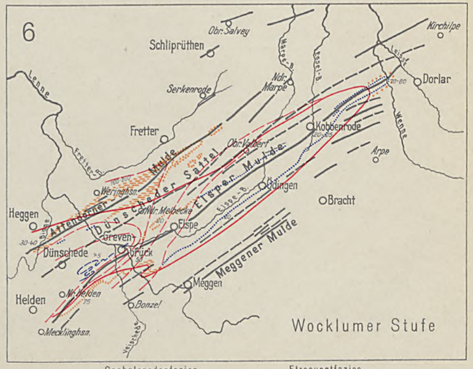
Schwellenfazies: Cephalopodenkalk; Nehdener Schiefer; Gebänderte Tonschiefer
Beckenfazies: Tonschiefer mit Sandstein



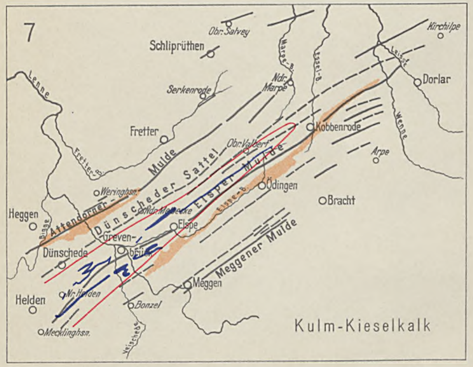
Schwellenfazies: Clymenienkalk; Fossleyschiefer
Beckenfazies: Sandige Fossleyschichten



Schwellenfazies: Kalkknollenschiefer; Tonschiefer
Beckenfazies: Sandsteine und Schiefer (im Bereich der transgressiven Lagerung mit Konglomeraten)



Cephalopodenfazies: Vorwiegend Knollenkalk; Vorwiegend Schiefer
Etroeungtfazies: Tonschiefer; Schiefer u. Grauwacken



Mächtigkeit > 30 m
Mächtigkeit < 60 m

Muldenlinie
Sattellinie
Faziesgrenzen
Grenzen der Schwellen und Becken
25 Mächtigkeit der Sedimente in Metern

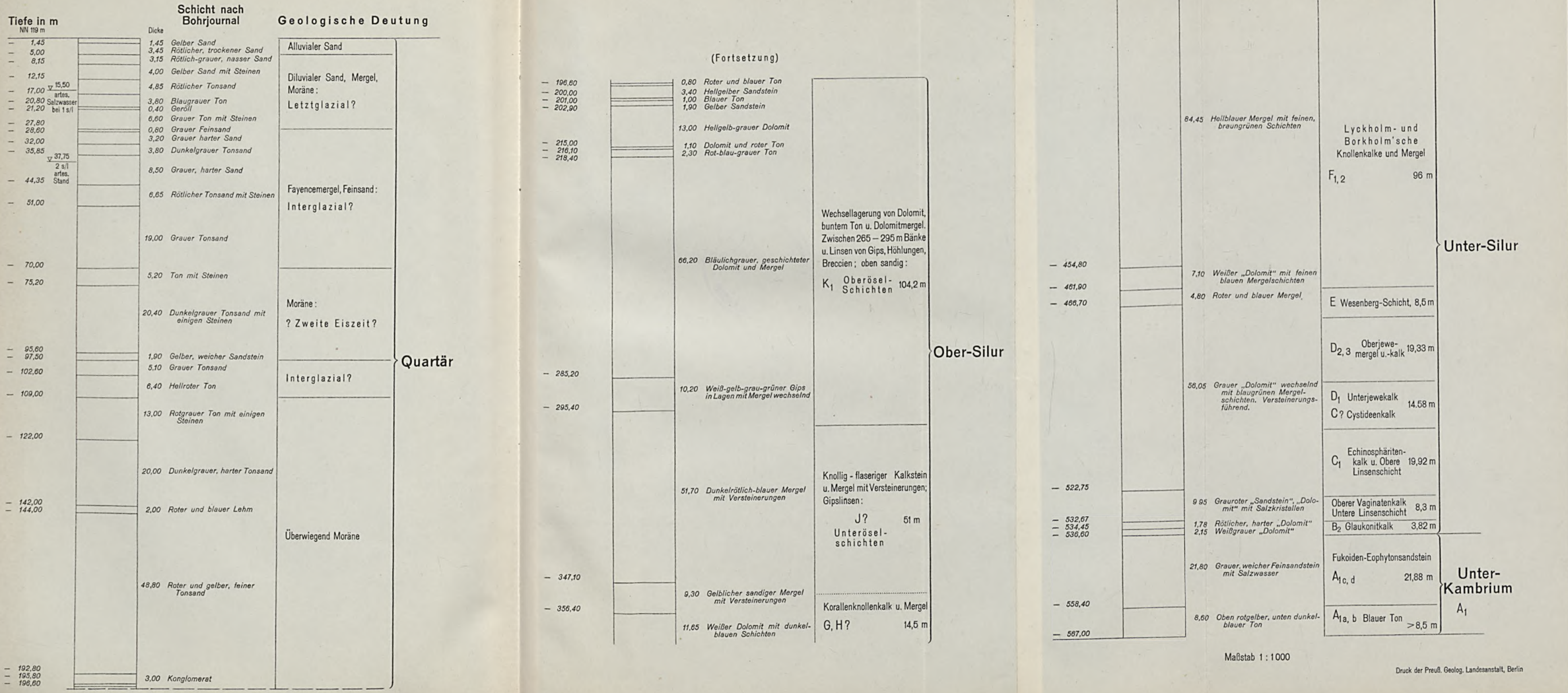
Bearbeitet von W. Paeckelmann

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Bohrung Dünaburg (Daugavpils), Psychiatrisches Krankenhaus

Bearbeitet von E. Kraus



(Fortsetzung)

(Fortsetzung)

Maßstab 1 : 1000

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

Seite

Fig. 1 Die Hünenkirche in Kohlstädt 136
Fig. 2 Die Fürstenallee. Westlicher Seitengang und Mittelgang 136
Fig. 3 Die Fürstenallee. Mittelgang und östlicher Seitengang 136

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

		Seite
Fig. 1	Schwedenschanze. Östlicher Teil	137
Fig. 2	Schwedenschanze. Westlicher Teil	137
Fig. 3	Hügelgrab auf der Schwedenschanze	137

BIBLIOTHEK
DANZIG
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

Seite

Fig. 1 Drei-Hügel-Heiligtum. Nördliches Hügelgrab, der Aschenweg und der Königslau im Hintergrund 138
Fig. 2 Drei-Hügel-Heiligtum. Mittleres und südliches Hügelgrab . . . 138
Fig. 3 Immenstandsberg mit einem Hügelgrab 138

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

		Seite
Fig. 1	Kummerbeke	138
Fig. 2	Der Innenraum vom Langelau. Südlicher Teil	148
Fig. 3	Der Innenraum vom Langelau. Westlicher Teil und die Norddüne im Hintergrund	148

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

		Seite
Fig. 1	Königslau	148
Fig. 2	Graben durch südliches Hügelgrab des Drei-Hügel-Heiligtums	149
Fig. 3	Umwallung des Langelau auf der Norddüne	150

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

		Seite
Fig. 1	Der Königsweg	152
Fig. 2	Der Graben 2 im Langelau	154,166
Fig. 3	Blick von der Norddüne auf den östlichen Bogen und den Innenraum vom Langelau	167

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Fig. 1



Fig. 3



Fig. 2

Seite

Fig. 1 } Bodenprofil aus dem { 20 m vom Anfang des Grabens 1 157
Fig. 2 } Graben 1 im Langelau { 40 m vom Anfang des Grabens 1 158
Fig. 3 Die große Kurve im Langelau 183

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 16

Seite

Fig. 1 *Placenticeras radiatum* (J. Böhm in sched.) n. sp.
$^2/_3$ nat. Größe. Flankenansicht. Unt. Unter-Senon.
Zgl. Heudeber-Danstedt 219

Fig. 2 Externseite derselben Art.
$^2/_3$ nat. Größe. Unt. Unter-Senon.
Zgl. Heudeber-Danstedt

Fig. 3 *Placenticeras* cf. *guadalupae* F. Röm.
$^2/_3$ nat. Größe. Flankenansicht. Ober-Emscher.
Salzberg 217

Alle Originale befinden sich im Preußischen Geologischen Landesmuseum, Berlin.



2/3 1



2/3 2



2/3 3

276/37

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 17

Ammonicrinus doliiformis n. sp.

Fundpunkt: Ohle, Kreis Altena, Sauerland

Fig. 1—6 Glyzerin-Gelatine-Abgüsse

Fig. 7 Original, Hohlform

Sämtliche Figuren 2× vergr.

		Seite
Fig. 1	Exemplar mit Distalstiel und aufgerollten Anfangsgliedern des Mittelteils	231 ff.
Fig. 2	Dasselbe Exemplar: Aufgerollte Glieder, Ansicht von Spiralinnenseite	231 ff.
Fig. 3	Dasselbe Exemplar: Spirale von oben	231 ff.
Fig. 4 u. 5	Zwei Exemplare mit Blick auf die zusammenstoßenden Gliedenden	231 ff.
Fig. 6	Übergangsglied, a) von der Außenseite der Spirale, b) von der Innenseite der Spirale	231 ff.
Fig. 7	Gelenkungsfläche eines Mittelgliedes	232


7
2
1
3
4
6a
6b
236/37
5

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 18

Ammonicrinus doliiformis n. sp.

Fundpunkt: Ohle, Kreis Altena, Sauerland

Fig. 1 u. 5. 4× vergr.

Fig. 2, 3, 4, 6, 7, 8. 2× vergr.

		Seite
Fig. 1	Basis (Original, Hohlform)	233 u. 234
Fig. 2 u. 3	Große Radialia: 2a von außen, 2b und 3 von innen (Glyzerin-Gelatine-Abgüsse)	233 u. 234
Fig. 4	Kleines Radiale von innen (Glyzerin-Gelatine-Abguß)	233 u. 234
Fig. 5	Durcheinanderliegende Brachialglieder und Pinnulae aus dem Innern eines „Gehäuses“: Br = Brachialia, P = Pinnularia (Plastilin-Abdruck)	234 u. 235
Fig. 6	Armbüschel: Verquetschte, nicht deutlich erkennbare Armteile aus dem Innern eines „Gehäuses“ und einige Pinnularia (Plastilin-Abdruck)	234 u. 235
Fig. 7	Büschel von Pinnulae ohne erkennbare Einzelheiten an einem Armbruchstück (Original)	234 u. 235
Fig. 8	Distalstielende auf einem Brachiopoden (Plastilin-Abdruck) . . .	238

Ammonicrinus wanneri Spring. aus der Eifel

Fig. 9	Aus Springer: Taf. 6, Fig. 4 ($^3/_2$× vergr.)	234 u. 235
Fig. 10	Exemplar aufpräpariert, aus Springer: Taf. 6, Fig. 5a ($^3/_2$× vergr.)	234 u. 235


P
Br
Br
6
Br
P
P
Br
5
7
1
9
10
8
2a
237/37
2b
3
4

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 19

Seite

Fig. 1—4 *Archoceras paeckelmanni* n. sp. Oberdevon II α (Nehdener Schiefer) 244

1 Holotyp vom Nordausgang des Dorfes Nehden (Bl. Alme, östl. Sauerland).
a Ausguß des Abdrucks. 3×.
b Innere Windungen mit Lobenlinien und Blick auf zwei Septalflächen (Sipho!). 6×.
c Querschnitt der äußeren Windungen. 6×.
2 Ein weiteres Exemplar vom gleichen Fundpunkt. 3×.
3 Ausguß des Abdrucks eines dritten Exemplars vom gleichen Fundpunkt. 3×.
4 Ein Exemplar aus der Taouz-région du Tazoult Nehra (Französ.-Marokko). 3×.
a u. b Seitenansichten.
c Externansicht vor der Mündung.

Fig. 5 *Archoceras (?) varicosum* (Drev.). Oberdevon I δ von Bicken (Bl. Ballersbach, Dill-Gebiet). 2× 250

Fig. 6 *Ponticeras* sp. Oberdevon I (β) γ (Büdesheimer Schiefer) von Büdesheim (Bl. Gerolstein, Eifel). 3× 249

Fig. 7 *Manticoceras calculiforme calculiforme* (Beyr.). Oberdevon I (β) γ (Adorfer Kalk) vom Seßacker bei Oberscheld (Bl. Oberscheld, Dill-Gebiet). Original Beyrich's (1837) im Geol.-Paläont. Inst. Univ. Berlin. 2× 249

Fig. 8 *Werneroceras* n. sp. Oberdevon II α (Nehdener Schiefer) vom Nordausgang des Dorfes Nehden (Bl. Alme, östl. Sauerland). 2× 251
a Seitenansicht.
b Querschnitt mit Vorderansicht der Septalfläche (Sipho!).

Fig. 9 *Clymenoceras insolitum* n. sp. Oberdevon III β vom Enkeberg (Bl. Madfeld, östl. Sauerland). 3× 247

Fig. 10 *Cycloclymenia planorbiformis* (Mstr.). Oberdevon V von Gattendorf bei Hof (Oberfranken). Original Schindewolf's (1923) in der Bayer. Staatssammlung f. Palaeont. u. Histor. Geol. München. 1,6× 253

Fig. 11 *Cycloclymenia clymenioides* (Schdwf.). Oberdevon V von Gattendorf bei Hof (Oberfranken). Original Schindewolf's (1923) im Geol.-Mineral. Inst. Univ. Erlangen. 1× 253

Die Originale zu den Figuren 1—6, 8 u. 9 befinden sich im Geol. Landesmuseum (Preuß. Geol. Landesanst.) Berlin.


1a


1b


1c


2


3


4a


4c


4b


5


6


7


8a


8b


9

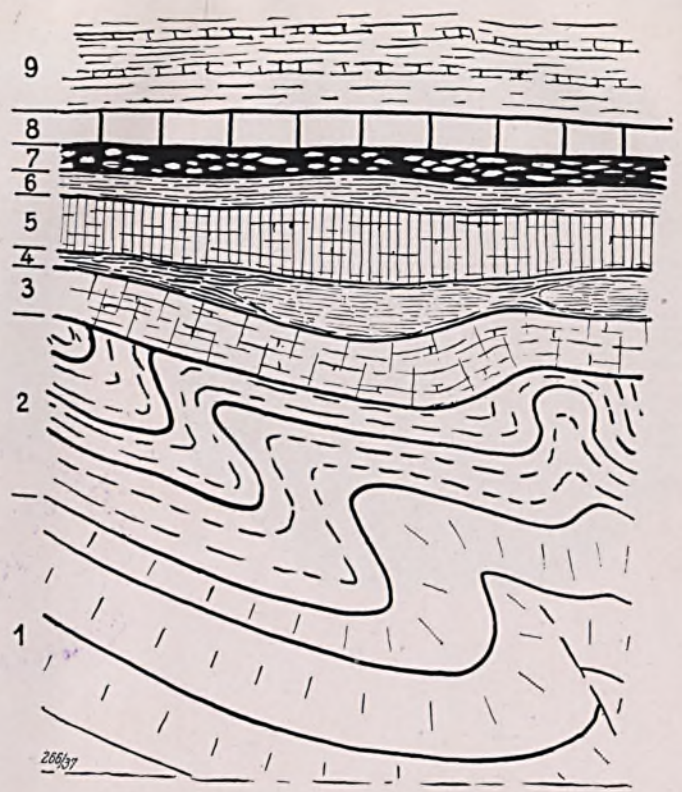

10


11

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII





Marsische Diskordanz im östlichen Steinbruch bei Drewer.

Fig. 1. Ansicht eines Teiles der Nordwand
vgl. Abb. 1, Seite 261

Fig. 2. Erläuternde Zeichnung desselben Ausschnittes, in das Hangende hinein etwas vervollständigt

1 Enkeberg-Kalk, 2 Dasberg-Kalk, 3 Wocklumer Kalk,
4 Hangenbergschiefer (Wocklum), 5 Gattendorfer Kalk des Unter-Tournai, 6 Graue Schiefer,
7 Alaunschiefer mit Phosphoriten, 8 Erdbacher Kalk (Visé), 9 Kulm-Kieselkalke.
Marsische Diskordanz zwischen 2 u. 3.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

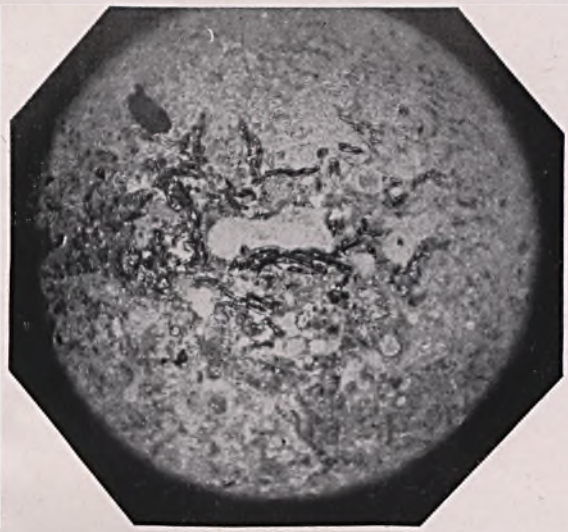


Fig. 1
Girvanella liebusi n. sp.
Untere Viséstufe. Steinbruch an der Neudorfer Straße, Blatt Neurode, Niederschlesien.
Vergr. 100 : 1.
vgl. S. 278

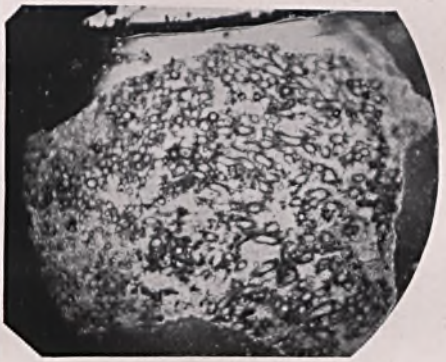


Fig. 2
Girvanella silesiaca n. sp.
Kalklinsen im Tonschiefer der *Dibunophyllum*-Zone. Steinerwald, Forstgrenze gegen Rothwaltersdorf, Blatt Neurode, Niederschlesien. Vergr. 100 : 1.
vgl. S. 278

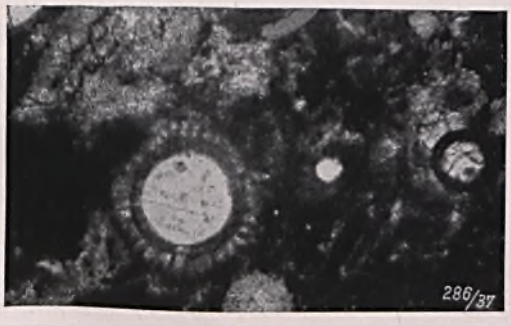


Fig. 3
Granulosphaera laevis
WILLIAMSON
Mittlere Viséstufe. Burtscheider Wald bei Aachen. Vergr. 200 : 1.
vgl. S. 280

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

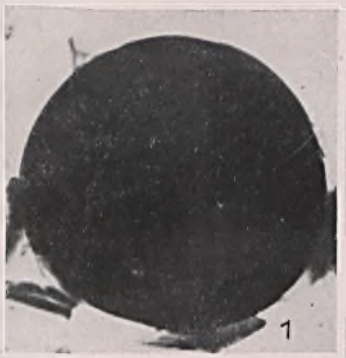
Erläuterungen zu den Tafeln

Die lineare Vergrößerung der abgebildeten Pollen ist 530fach, die der Fig. 24—27 auf Taf. 26 ist 170fach.

Alle angegebenen Kreuztischzahlen beziehen sich auf das Mikroskop Leitz III der Geologischen Landesanstalt. Mit den Zahlen 1—120 vor den Kreuztischzahlen sind die Präparate des Profils der Grube Marga bezeichnet: 1 a und b entstammen der Probe 0—10 cm über dem Liegenden, 2 a und b der Probe 10—20 cm über dem Liegenden und so fort bis 120 a und b den Proben 1190—1200 cm über dem Liegenden. Römische Zahlen vor den Kreuztischzahlen geben den Kasten der Sammlung rezenter Pollen der Untersuchungsstelle für Mikropaläontologie der Geologischen Landesanstalt an, in dem sich das betreffende Präparat befindet. Buchstaben vor den Kreuztischzahlen endlich beziehen sich auf die Sammlung rezenter Pollen des Verfassers.

Tafel 22

		Größe	Präp.	Kreuztisch-zahlen	Seite
Fig. 1	Kugelige Pilzsporen	75 µ	34 a	65,8:19,7 . .	292
Fig. 2	Spindelförmige Pilzsporen	31,5 µ	2 a	74,0:24,3 . .	292
Fig. 3	Doppelkegelige Pilzsporen	49 µ	12 a	67,3:17,3 . .	292
Fig. 4 a	Mycelreste	45 µ	34 a	67,9:23,3 . .	291
Fig. 4 b	Mycelreste	174 µ	34 a	67,9:23,3 . .	291
Fig. 5	*Phragmothyrites eocaenica* Edw.	34 µ	110 a	69,5:15,6 . .	290
Fig. 6	*Helicosporium* sp.	30 µ	47 a	76,4:27,9 . .	291
Fig. 7	*Sphagnum-sporites stereoides* R. Pot.	25 µ	8 a	73,2:24,7 . .	292
Fig. 8 a	*Lycopodium ? - sporites primarius* Wolff, hohe Einstellung	45 µ	3 a	74,5:30,1 . .	293
Fig. 8 b	derselbe, tiefe Einstellung				
Fig. 9	*Lycopodium - spor. agathoecus* R. Pot.	37,5 µ	3 a	74,8:30,3 . .	293
Fig. 10	*Lycopodium - spor. agathoecus* R. Pot.	33 µ	20 b	66,4:21,6 . .	293
Fig. 11	*Spor. ligneolus* R. Pot. *(Psilotales ?)*	138 µ	28 a	69,5:28,7 . .	294
Fig. 12	*Cyatheaceae ? - spor. neddeni* R. Pot.	36 µ	27 a	63,0:33,5 . .	294
Fig. 13	*Cyatheaceae-spor.* cf. *adriennis* R. Pot. & Gell.	60 µ	36 a	64,0:27,3 . .	295
Fig. 14	*Polypodium-spor. favus* R. Pot.	72 µ	2 b	66,4:21,0 . .	295
Fig. 15	*Polypodium-spor. alienus* R. Pot.	53,5 µ	6 a	69,1:31,5 . .	296
Fig. 16	*Sporites secundus* R. Pot.	75 µ	120 a	63,8:31,0 . .	296
Fig. 17	*Polypodiaceae ? - spor. haardti* R. Pot. & Ven.	42 µ	2 a	64,7:28,9 . .	297
Fig. 18	*Polypodiaceae ? - spor. haardti minor* n. f. R. Pot. & Ven.	36 µ	2 a	75,3:24,7 . .	297







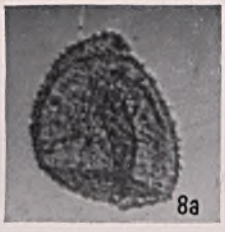


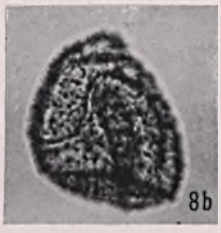


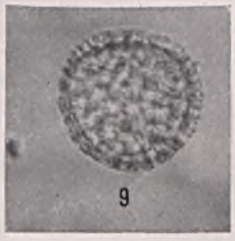


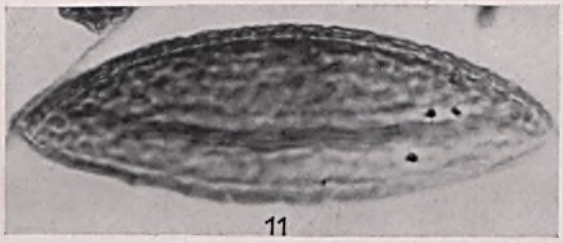


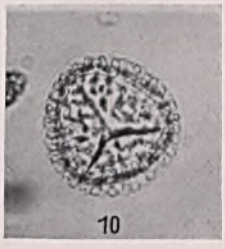


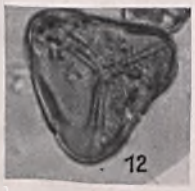






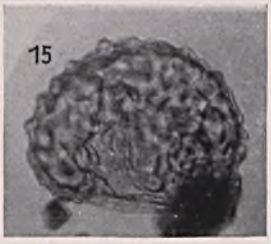




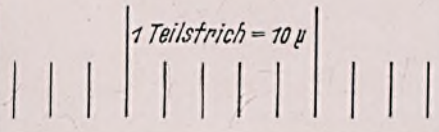














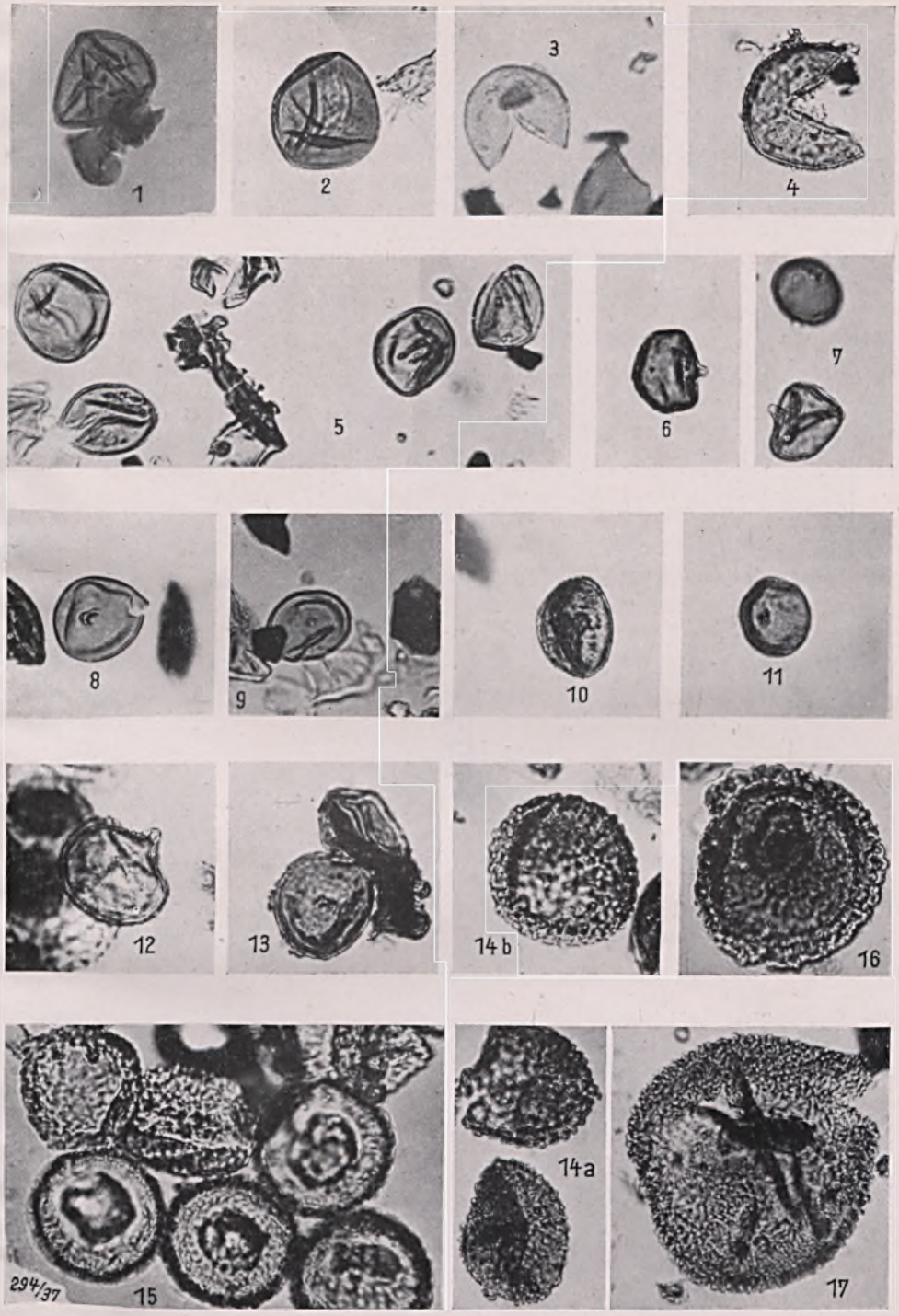


phot. Thiergart

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 23

		Größe	Präp.	Kreuztisch-zahlen	Seite
Fig. 1	*Poll. magnus dubius* R. Pot. (Div. *Taxac.* u. *Cupressin.*)	25 µ	6 a	63,2:18,5	299
Fig. 2	*Poll. magnus dubius* R. Pot. (Div. *Taxac.* u. *Cupressin.*)	33 µ	15 a	77,5:25,6	299
Fig. 3	*Poll. hiatus* R. Pot. *(Taxodium* u. div. *Cupr.)*	31,5 µ	6 a	64,8:18,5	300
Fig. 4	*Taxodium* rezent (mit CH_3COOH behandelt)	36 µ	a	62,8:25,9	301
Fig. 5	*Sequoien*horizont *(Poll. polyformosus* n. sp.) Der größte von den vier sichtbaren Pollen gehört nicht zu *Sequoia,* sondern zu *Poll. magnus dubius* R. Pot.		6 a	63,2:18,5	301
Fig. 6	*Poll. polyformosus* n. sp. *(Sequoia, Cryptomeria)*	24 µ	2 a	73,5:28,7	301
Fig. 7	*Poll. polyformosus* n. sp. *(Sequoia, Cryptomeria)*	22 µ	2 a	68,2:27,3	301
Fig. 8	*Poll. polyformosus* n. sp. *(Sequoia, Cryptomeria)*	27 µ	120 a	79,3:26,4	301
Fig. 9	*Poll. polyformosus* n. sp. *(Sequoia, Cryptomeria)*	22,5 µ	6 a	71,4:22,3	301
Fig. 10	*Poll. polyformosus* n. sp. *(Sequoia, Cryptomeria)*	27 µ	120 a	65,9:30,7	301
Fig. 11	*Poll. polyformosus* n. sp. *(Sequoia, Cryptomeria)*	21 µ	2 a	73,7:28,7	301
Fig. 12	*Sequoia* rezent mit CH_3COOH behandelt. Öffnung und Ligula an der Seite	31,5 µ	b	70,3:23,0	301
Fig. 13	*Cryptomeria japonica* rezent mit CH_3COOH	30 µ	c	67,0:19,6	301
Fig. 14a	*Poll. serratus* R. Pot. *(Sciadopitys)*	42 µ	117 a	79,1:31,3	30
Fig. 14b	*Poll. serratus* R. Pot. *(Sciadopitys)*	39 µ	118 a	79,6:32,7	30
Fig. 15	*Sciadopytis* rezent (in CH_3COOH) einige Pollen sind inhaltsleer, andere gefüllt	36 µ	d	77,4:26,5	30
Fig. 16	*Tsuga-poll. igniculus* R. Pot.	56 µ	110 a	73,2:19,0	30
Fig. 17	*Tsuga-poll. macroserratus* R. Pot.	69 µ	112 a	63,5:23,5	30



phot. Thiergart

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 24

		Größe	Präp.	Kreuztisch-zahlen	Seite
Fig. 1	*Larix-poll. magnus* R. Pot.	69 µ	121 a	79,4:24,8	304
Fig. 2	*Pinus-poll. microalatus* R. Pot. Flügelhöhe	51 µ	4 a	79,2:26,4	305
Fig. 3	*Pinus-poll. microalatus* R. Pot. Gesamtlänge	50 µ			
	Flügelhöhe	39 µ	4 a	73,0:26,1	305
Fig. 4	*Pinus-poll. labdacus* R. Pot. Gesamtlänge	66 µ			
	Flügelhöhe	45 µ	26 a	66,1:29,4	306
Fig. 5	*Picea-poll. alatus* R. Pot. Gesamtlänge	79,5 µ			
	Flügelhöhe	55,5 µ	Werminghoff E	20,4:71,0	306
Fig. 6	*Abies*-Pollen aus Grube Marga Flügelhöhe	69 µ	112 a	63,7:25,6	306
Fig. 7	*Podocarpus* Gesamtlänge	52,5 µ			
	Flügelhöhe	33 µ	40 a	30,5:22,7	300
Fig. 8	*Phyllocladus* ?	51 µ	120 a	65,7:23,0	300
Fig. 9	*Ephedra* aus Grube Marga	50 µ	66 a	64,9:18,0	307
Fig. 10	*Ephedra* aus Grube Marga	70 µ	110 a	70,4: 33,5	307
Fig. 11	cf. *Sparganium* aus Grube Marga	24,5 µ	1 a	74,0:26,9	307
Fig. 12	cf. *Sparganium* aus Grube Marga	24 µ	1 a	75,8:26,4	307
Fig. 13	*Gingko* rezent, mit CH_3COOH behandelt	36 µ	c	68,6:31,5	308
Fig. 14	cf. *Gingko* oder *Palmae*	36 µ	16 a	64,0:24,0	308
Fig. 15	cf. *Sabal* aus Werminghoff	30 µ	Werminghoff b	67,4:27,9	309
Fig. 16	*Gramineen*-Pollen aus Grube Marga	31,5 µ	1 a	75,9:25,2	309
Fig. 17	*Salix ? - poll. gertrudae* R. Pot.	30,5 µ	38 a	71,7:30,6	310
Fig. 18	*Carya-poll. globiformis* R. Pot.	33 µ	3 a	77,3:24,6	310
Fig. 19	*Pterocarya-poll. stellatus* R. Pot.	38 µ	34 a	66,5:22,6	311
Fig. 20	*Poll. henrici* R. Pot.	36,5 µ	1 a	74,5:31,9	311
Fig. 21	*Querc. pedunculata* rezent (H_2SO_4-Präparat)		VIII 10	77,3:18,5	312
Fig. 22	*Quercoider* Typ aus der Grube Marga (vgl. Rudolph, Prag)	25,5 µ	2 a	74,7:26,1	312
Fig. 23	*Querc. pedunc. rezent* (H_2SO_4-Präparat)		VIII 10	65,1:16,2	312


1


2


3


4


6


5


7


8


9


10


11


12

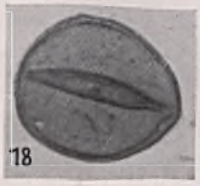

13


14


15


16


17


18


19


20


21


22


23

285/37

phot. Thiergart

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 25

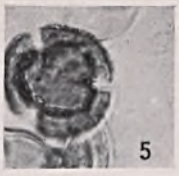
		Größe	Präp.	Kreuztisch-zahlen	Seite
Fig. 1	*Querc. pedunc. rezent* (H_2SO_4-Präparat)		III 24	82,5:24,2	312
Fig. 2	*Poll. laesus* R. Pot.	31,5 µ	112 a	78,1:32,3	312
Fig. 3	*Poll. laesus* R. Pot.	34,5 µ	43 a	64,5:27,5	312
Fig. 4	*Poll. laesus* R. Pot.	39 µ	47 a	73,1:15,7	312
Fig. 5	*Poll. pseudolaesus* R. Pot.	27 µ	27 a	63,0:33,5	312
Fig. 6	*Castanea-poll. exactus* R. Pot.	12 µ	73 a	72,4:22,0	313
Fig. 7	*Castanea-poll. exactus* R. Pot.	13,5 µ	73 a	72,3:25,5	313
Fig. 8	*Castanea-poll. exactus* R. Pot.	13,5 µ	20 b	66,2:25,2	313
Fig. 9	*Poll. cingulum (Castanopsis* ?)	20 µ	89 a	68,8:21,4	314
Fig. 10	*Poll. cingulum (Castanopsis* ?)	22,5 µ	114 a	75,7:30,4	314
Fig. 11	*Poll. cingulum (Castanopsis* ?)	22,5 µ	120 a	65,0:32,8	314
Fig. 12	*Castanopsis* rezent	20 µ			314
Fig. 13	*Poll. granifer megagranifera* (cf. *Carpinus*)	23,5 µ	3 a	64,5:25,9	315
Fig. 14	*Carpinus* aus der Grube Marga	33 µ	118 a	80,2:22,0	315
Fig. 15	*Corylus ? - poll. coryphaeus* R. Pot.	24 µ	48 b	71,8:29,2	316
Fig. 16	*Betula-poll. microexcelsus* R. Pot.	21 µ	14 a	64,0:14,8	315
Fig. 17	*Poll. granifer* R. Pot. *(Betula ?)*	22,5 µ	40 a	67,8:30,3	317
Fig. 18	*Poll. granifer* R. Pot. *(Betula ?)*	30,1 µ	48 b	71,8:29,2	317
Fig. 19	*Poll. bituitus* R. Pot. *(Betulaceae)*	27 µ	48 a	75,1:31,3	317
Fig. 20a	*Alni-poll. verus* R. Pot.	22,5 µ	73 a	72,4:22,6	316
Fig. 20b	*Alni-poll. verus* R. Pot.	22 µ	8 a	79,7:19,7	316
Fig. 21	*Poll. levis* R. Pot. *(Betulaceae ?* oder *Engelhardtia* ?)	18 µ	17 a	66,0:22,5	317
Fig. 22	*Ulmus-poll. undulosus* R. Pot.	46 µ	5 a	64,3:24,3	318
Fig. 23	*Liquidambar-poll. stigmosus* R. Pot.	31,5 µ	6 a	62,2:24,8	319
Fig. 24	*Poll. quisqualis* R. Pot. *(Leguminosae* ?)	18 µ	4 a	64,0:19,0	319
Fig. 25	*Rhus-poll. pseudocingulum* R. Pot.	33 µ	2 a	67,5:18,1	320
Fig. 26	*Rhus glabra* rezent		XX 44	75,9:26,3	320
Fig. 27	*Ilex-poll. margaritatus* R. Pot.	31,5 µ	38 a	70,8:22,4	321
Fig. 28	*Ilex-poll. margaritatus* R. Pot.	30 µ	38 a	64,8:23,4	321
Fig. 29	*Ilex-poll. margaritatus* R. Pot.	37,5 µ	2 a	77,5:28,5	321
Fig. 30	*Ilex-poll. iliacus* R. Pot.	49,5 µ	37 a	65,0:19,3	321
Fig. 31	*Ilex ? - poll. propinquus* R. Pot.	30 µ	88 a	68,1:19,9	323
Fig. 32	*Nyssa-poll. pseudocruciatus* R. Pot.	30 µ	110 a	66,7:19,2	323
Fig. 33	*Nyssa-poll. pseudocruciatus* R. Pot.	31,5 µ	110 a	63,9:15,9	323
Fig. 34	*Nyssa-poll. pseudocruciatus* R. Pot.	27 µ	88 a	77,5:31,4	323


1


2


3


4


5


6


7


8


9

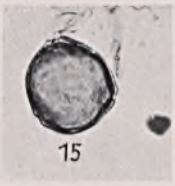

10


11


12


13


14


15


16


17


18


19


20a


20b


21


22


23


24


25


26


27


28


29


30


31


32


33


34

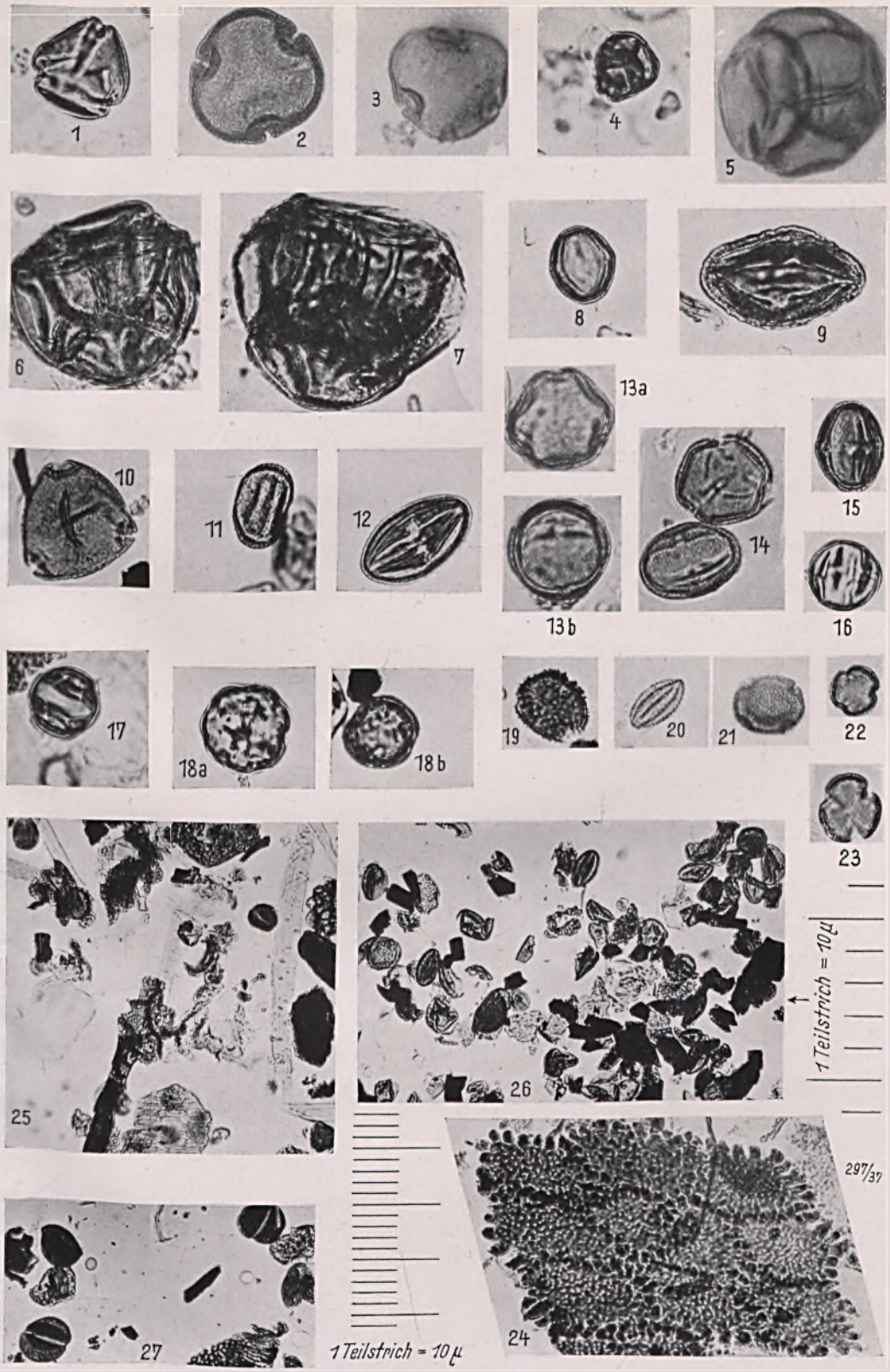
296/37

phot. Thiergart

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
BIBLIOTHEK

Tafel 26

		Größe	Präp.	Kreuztisch-zahlen	Seite
Fig. 1	*Nyssa-poll. pseudocruciatus* R. Pot.	28,5 µ	33 a	66,7:33,9	322
Fig. 2	*Tilia-poll. instructus* R. Pot.	39 µ	20 a	75,5:29,1	323
Fig. 3	*Tilia-poll. instructus* R. Pot.	36 µ	4 a	76,9:30,3	323
Fig. 4	*Ericaceae-poll. callidus* R. Pot.	18 µ	99 a	66,0:22,5	324
Fig. 5	*Ericaceae-poll. ericius* R. Pot.	50,5 µ	110 a	69,2:16,0	324
Fig. 6	*Ericaceae-poll. roboreus* R. Pot.	58 µ	101 a	64,1:24,4	325
Fig. 7	*Ericaceae-poll. roboreus* R. Pot.	69 µ	99 a	66,1:18,6	325
Fig. 8	*Poll. dolium* R. Pot.	24 µ	4 a	72,7:24,0	325
Fig. 9	*Poll. edmundi* R. Pot.	48 µ	4 a	79,2:23,0	327
Fig. 10	*Poll. vestibulum* R. Pot.	36 µ	48 a	68,3:24,1	323
Fig. 11	*Poll. confinis* R. Pot.		38 a	66,2:28,9	326
Fig. 12	*Ailanthus*-ähnliche Pollen der Grube Marga	36 µ	44 a	66,5:31,1	326
Fig. 13a u. b	*Ailanthus glandulosa* rezent (in CH_3COOH)	28 µ	g	66,9:27,1	326
Fig. 14	*Ailanthus grandis* rezent in CH_3COOH	30 µ	h	79,7:25,8	326
Fig. 15	*Poll. euphorii* R. Pot.	27 µ	10 a	70,8:15,7	326
Fig. 16	*Poll. exactus facetus* R. Pot.	21 µ	86 a	67,5:25,0	313
Fig. 17	Derselbe, Polbild	21 µ	86 a	69,0:23,5	313
Fig. 18a	*Poll. multistigmosus* R. Pot.		48 a	64,6:30,7	319
Fig. 18b	*Poll. multistigmosus* R. Pot.		48 a	71,7:16,5	319
Fig. 19	*Poll. confinis* R. Pot.	21 µ	8 a	64,4:15,0	326
Fig. 20	*Poll. confinis* R. Pot.		48 a	67,3:22,1	326
Fig. 21	*Poll. confinis* R. Pot.	21 µ	15 a	66,0:16,0	326
Fig. 22	*Poll.* cf. *exactus facetus* R. Pot.	15 µ	120 a	66,1:30,3	313
Fig. 23	*Poll.* cf. *exactus facetus* R. Pot.	18 µ	88 a	69,2:24,1	313
Fig. 24	„Wisbar'sche" Zelle		48 a		329
Fig. 25	*Nyssaceen*-Horizont		110 a		322
Fig. 26	Horizont mit vorwiegend *Poll. henrici*		5 a		311
Fig. 27	*Pinus*-Horizont		115 a		305



phot. Thiergart

ORSCHENDE GESELLSCHAFT
DANZIG

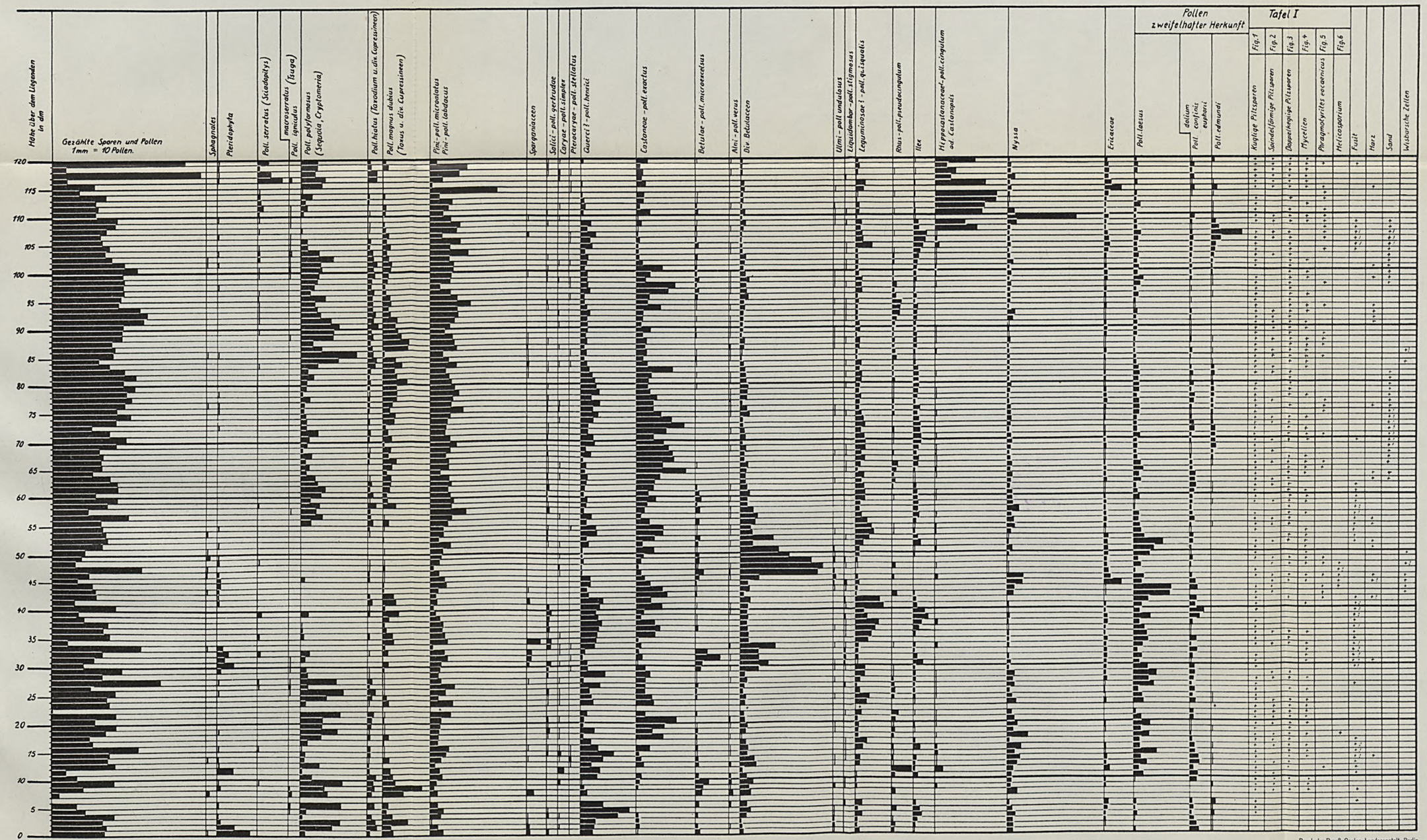
Die Pollen- und Sporen-Verteilung
im Profil der Grube Marga

Höhe über dem Liegenden in dm	Gezählte Pollen und Sporen	Sphagnales	Lycopodiales		Psilotales?	Filicales					Coniferae ohne Luftsäcke							Coniferae mit Luftsäcken		Pandanales	Salicales	Juglandales		Fagales					Urticales	Hamamelidales	Rosales	Sapindales				Malvales	Ericales		Pollen zweifelhafter Herkunft				
		Sphagnaceae-sporites stereoides	Lycopodii-sporites primarius	Lycopodii-sporites agathoecus	Sporites ligneolus	Cyatheaceae?-spor. neddeni	Polypodii-spor. favus	Polypodii-spor. alienus	Polypodii-spor. hardti	Polypodii-spor. hardti minus	Poll. serratus (Sciadopitys)	Poll. macroserratus (Tsuga)	Poll. igniculus	Poll. polyformosus (Sequoia, Cryptomeria)	Poll. hiatus (Taxodien, Cupressineen)	Poll. magnus dubius (Taxus u. div. Cupressineen)	Poll. magnus (Larix)	Pini-poll. microalatus	Pini-poll. labdacus	Sparganiaceen	Salici-poll. gertrudae	Caryae-poll. simplex	Pterocaryae-poll. stellatus	Querci?-poll. henrici	Castaneae-poll. exactus	Betulae-poll. microcelsus	Alni-poll. verus	Div. Betulaceen	Ulmi-poll. undulosus	Liquidambar-poll. stigmosus	Legum.?-poll. quisqualis	Rhus-poll. pseudocingulum	Ilici-poll. margaritatus	Ilici-poll. iliacus	Ilici?-poll. propinquus	Hippocastanaceae?-poll. cingulum od. Castanopsis	Myssae-poll. pseudocruciatus	Ericaceae-poll. calliatus (<30µ)	Ericaceae-poll. ericius (>30µ)	Poll. laesus	Poll. dolium	Poll. confinis	Poll. euphorii	Poll. edmundi
119-120	591						0,4				9,8			17	2,7	2,2	1,2	5,9			0,2	0,2		2,2	9,8	0,2	1,9			0,2		0,5			34,9	1,2	1,9		1,5	0,3	0,3		2,4
118-119	60				1,7						1,7			17	3,3	5	1,7	28,3	5		1,7				3,4		1,7			3,3					10	3,3	3,3		3,3	1,7		1,7	
117-118	663						0,5				11,8			12,7	8		0,5	20	5,9		0,2	1,5	0,5		6		0,5	2			0,8	0,2	0,6			18,5	2,5	3,8		2,8	1,5			
116-117	64							1,6			21,9	1,6		21,9	7,8			7,8	3,1			1,6		4,7				1,6						1,1	44,2	1,6	5,6		2,7		0,5		0,5
115-116	188													19,2				56,2	4,2				0,5	1,1	8,6			3,2			9					3,3	11,3	3,4			3,4		5
114-115	119										0,8			0,8				7,5	0,8				0,8	1,2	6,3	0,8	2,1			0,8	0,8	1,2			58,8	1,6	1,7	1,2	1,6	0,8			0,4
113-114	241										2,5			10,4	1,2	2,1		19	1					3,6	6,2	0,5		2,6			1,6					54,2	0,5	1	0,5	1,6				
112-113	194	0,4									2,6			4,1	1		2,9	12,7	3,9			0,5		4,4	2,9	1,5	0,5	1,5	1		3,4		1			43,9	1	0,5	0,5	5,4				0,5
111-112	205	0,6									4,9	0,5		5,9		2,9		12,7	3,9			0,5		4,4	2,9	1,5	0,5	1,5	1		3,4		1			43,9	1	0,5	0,5	5,4				0,5
110-111	194										1,5		0,5	3,1	0,5	2		10,3	2		1			2,6	11,9	2,6		4,6	0,5	0,5	3,6	0,5	2			41,7	6	1		1,5				0,5
109-110	290				0,4						0,4		0,4					18,6	0,4	0,4		0,7			0,7			1,4	0,4		1,7				0,4	61,7	1,7	1,7	1,4	3,5			0,4
108-109	281											0,7			0,4	1,8		26,7	0,4		0,4			9,6	4,6	0,7		5,3	0,4	0,4	5,7		4,3			26,7	8	0,4	1,4	2,5		1,4		3,9
107-108	242										0,4			2	0,4	2,5		22,3	1,7					6,2	0,8	1,2	0,4	2,9			4,1		4,1		0,4	37,2	1,6		1,2	2,4		0,4		6,6
106-107	213				0,5							0,5				5,7	3,8	11,3		1,4			0,5	13,6	1,4	0,9		1,9			6,1	0,5	11,3		0,5	0,9	1,4		2,8	6,2	0,5	1,9		26,7
105-106	221											0,9		6,3	2,3	3,6		26,7	0,9				0,5	9	3,2	1,4		1,8			7,2		8,6		1,4	2,3	1,8	0,9	3,2	3,7	0,5	2,3		8,1
104-105	256										0,8	0,4		6,6	2	7,4		16,4	1,6					10,9	2	3,1	0,4	2	0,8	15,2		6,6	0,4	1,6	4,7	2,8	2,3	3,1	2,8		2,3		3,9
103-104	235				0,3						2,1	3,0		17	4,3	4,3	0,4	32,8	1,3					4,2	2,6		0,4	2,5		0,4	2,5	0,9	6			0,9	1,3	0,4	3,4	3		2,6		3,4
102-103	266										2,3	0,4		29,7	4,9	5,6	0,4	15	2,6		0,4			7,2	3,8	2,3		5,7			2,3	2,3	3,4		1,5	0,4	2	0,8	1,1	4,4		1,9		2,6
101-102	323							0,3				0,6		18,6	8,4	9		19,2	2,2			0,3	0,9	5,9	5,9	0,6		4,7		0,6	3,1	2,8	3,4			0,3	5	0,3	0,3	1,3	0,3	0,9		1,2
100-101	380										0,3	1,1	0,3	18,9	4,9	7,3		17,3	3,5		0,3			4	23	1,6		3		0,3	2,2		3			1,1	1,3	0,5	1,7	4,6	0,8	1,1		1,4
99-100	315										0,3		0,3	16,5	6,4	4,8		17,8	1,3	0,6	1			6,6	12,4	1,6	0,3	6,8	0,3		3,3	1,3	1,9		0,3	1,2	3,2	1,6	1,6	3,5		1,3		1,3
98-99	320													15,6	4	4,4		17,2	0,9		1,3	1,3	0,3	6,6	8,5	3,4	0,9	7,8	0,6		6,2	1,6	1,9		1,2		1,3	2,5	0,6	3,5	0,9	0,9		0,6
97-98	318				0,3									11,3	2,8	2,5		9					0,6	6,9	34,3	1,6	0,3	5,4	0,3	0,3	5,6	4	0,9			0,3	2,8	0,6		5,6				0,6
96-97	321										0,3			9	5,3	3,1		9	9,3					9,3	28,6	3,4	0,3	5,9			5,9	1,9	1,3				2,2	0,9	0,9	2,5		0,6		
95-96	306										1,3			21,9	4	6,5		18	6,2				0,3	3,9	11,5	2,3		7,5			2	3,3	2,3				2,6	0,7	0,7	4,2				0,7
94-95	295										0,3			13,1	4,4	7,4		29	7,4		1			4	10,7	0,3		3,8	0,3		3	8,8	1				2,3	0,7		1,6		0,3		
93-94	393										0,5			14,8	4,3	5,3		19,6	4,3		0,8			5,9	21,6	0,5	0,8	4,6		0,3	2,5	7,6	3,3		0,5		1	1,3	0,8	0,9				
92-93	424										0,2			17,7	7	7		18	7			1		8,7	6,2			2,9	0,2	0,7	2,4	7	2,4		0,7		6,9		0,2	3,2	1,7	0,2		
91-92	407										0,5			27	5	12,3		13,5	7,9					6,6	6,1	0,7	0,7	3,1		0,5	1,5	4	2,5		0,3		5	0,3	0,3	2,3	0,7	0,5		
90-91	315													34,3	9,2	11,1		10,8	7			0,3		6,6	4,4		0,3	2,2			3,9	2,5	1		1		0,6	0,6	1	3,2		0,3		
89-90	311										0,3			30,3	3,5	12,9	0,3	7,4	5,7					6,4	12,9	1	0,3	2,9	0,3		4,1	1,9	1,6		0,3	0,3	1,6		2,6	3,2	0,3	0,3		
88-89	311												0,3	29,9	5,2	16,1	0,6	17	3,5	0,3				5,2	5,8	1	0,3	2	0,3		1,3	1,3	2,9		0,3	0,3	0,3	1	1,6	3,1		0,3		
87-88	265													12,1	2,3	2,3	0,4	18,1	3,4	0,4	0,8			6	9,5			4,3	0,4	0,4	4,1	2,6	3,4		0,4	2,7	0,4		1,3	0,8	1,1		0,8
86-87	278													19,1	4,3	22,7		22,3	1,8	1,1		0,4		4,3	7,9		1,8	3,7	0,7		3,6	2,1	2,5		0,4		1,1		0,4	1,1				
85-86	270	0,8												50	4,5	1,5	0,4	10,7	0,4	0,4			0,8	5,5	9,6	0,4	0,4	0,7		1,1	1,5	2,2	1,1		1,5	1,5		1,9	1,5	1,5	0,7		0,4
84-85	205													33,7	7,8	11,5	0,5	16,6		0,5				3,4	5,9	1,5	0,5	1			1	3,9	0,5			2	1		2	0,5	0,5		
83-84	254										0,4			13,4	6,7	17,5	0,8	23,2	0,8	2	0,4	0,8	0,4	5,5	9,9	0,4		3,6		0,4	5,1	1,2	2				1,6		0,8	2,4				0,8
82-83	323													6,8	2,5	10,8		13,3	0,6	0,3	0,6			8,1	32,5			4,6			3,7	1,2	4				1,9	0,3	0,3	4,7	0,6	0,9		2,2
81-82	373													12,3	1,3	12,3		17,2		0,3				1,1	13,1	0,6	0,5	5,1		0,3	6,2	1,6	4,8		0,3	1,8	1,3		5,5	1,1	1,9		2,4
80-81	317													5,7	2,5	21,8		18,9		1				13,2	10,1		0,3	5,4			5,4	2,2	4,4			1,9	1	0,6	4,4	0,6			0,3
79-80	370													5,7	1,4	12,7		21,9			0,5			14,3	10	0,3		7,5		0,3	3,8	0,8	4,6			3,5	0,3	0,3	5,7	0,8	2,2		2,2
78-79	332				0,3									1,8	0,9	13,6		26,2						17,2	12,1		0,6	6,6			3	0,6	3,9		0,6	2,1	0,9	1,2	4,5	0,6	0,6		2,1
77-78	356													8,7	1,7	11,8		20			0,3			10,4	18		0,6	6,2			5,1	0,6	2,8		0,3	1,2	0,6	2	2,8	1,1	3,1		2,3
76-77	323	0,3			0,6									3,4	1,6	9,3		19,2	0,6		1,1	0,9		17,3	14,9		0,3	1,9			3,4	1,6	1,6				1,2	2,8		4,9	1,2	2,5		1,6
75-76	285				0,4									3,2	1,1	6,3		29,5			1,4	1,1		11,2	14,7		0,7	6	0,4		2,8	1,4	5,6				2,8	0,4	1,1	5,3	0,7	0,7		1,4
74-75	350													4,6		10,9		18						15,5	21,4		0,3	8,3	0,3	0,3	5,4	1,7	2,9		0,3	2,9	0,6		4,9	0,9			1,1
73-74	282													5,7	1,4	10,6		15,2				0,7		11,7	30,9			2,5			7,1		4,6			3,5	0,7	0,4	2,8	0,7	1,1		0,4
72-73	173									0,6				5,8		2,3		14,4			0,6			6,4	42,3			2,4			8,6		5,8			3			2,9	2,3	1,2		1,7
71-72	255													15,7	2,4	4,3		13,7			0,4			6,7	26,7		0,8	4			4,7	2	5,5			1,6	0,4	0,4	3,2	3,9	0,4		3,5
70-71	331													8,2	1,8	8,2		18,1			1,5			11,8	15,1			5,2			7,6	0,6	6,7		0,3	3,3	0,9	0,6	5,5	0,9	0,9		3,3
69-70	284													6,3		1,1		23,2						12,3	24			2,5			9,2	0,4	7	0,4		4,3	0,7	0,7	2,8		1,1		3,9
68-69	207													2,1	0,5	7,7		17,9			1			5,3	28,2		0,5	5,4		0,5	9,2		4,4		0,5	3	1,9	0,5	3,3		0,5		4,4
67-68	227													10,1	1,8	5,3		13,6			1,8			9,3	32,2			4	0,4	0,4	5,3	1,3	2,6		1,8	1,7		0,9	3	0,4			1,8
66-67	218													5	1,4	11,5		16,5			0,5			1,8	33			4,1			8,7		4,6		0,5	2,8	0,9		3,7	0,5	0,5		1,4
65-66	221													8		8,1		15,8	0,9		0,5	0,9		5,4	23,1	0,9		6,8		0,5	4,5	5	4,1		0,9	4,3	0,5	0,5	6,4	1,8			0,9
64-65	179													5,6		3,4	0,6	8,9			0,6		0,6	4,5	44,1			5,7		0,6	2,2	3,9	1,1		3,4	2,8	1,7		8,4	1,7	0,6		
63-64	258													12,8	0,4	7		13,9	3,1		1,2	0,4		7	21,2			4,7			7,8	1,6	0,8		0,4	4,7	1,9		5	1,2	3,9		
62-63	291													17,2	3,1	7,6		18,9	0,3		0,3			5,8	16,2			4,8	0,7		5,8	3,4	0,7			3,1	1,4	1	6,4	4	0,7		
61-62	293													22,5	2	6,5		14,7	1,4		2,4			4,1	15,4	1,4	0,3	6,5			8,5	1	2,4			2,1		0,7	2,4	3,4	2		0,3
60-61	191													18,8	4,7	3,7		16,7	1,6		1,1			3,1	10,5	3,1		9,3			8,9		3,7		0,5	4,7	0,5		3,7	1,6	2,6	0,5	0,5
59-60	288													9	0,7	4,2		16,3	4,9		1			6,3	18,8	5,2	0,4	6,6			9	0,3	3,5		0,4	4,5	0,4	1	5,2	1	1,4		
58-59	246										1,2			17,1	7,7	11,8		18,3	0,8		0,8			5,7	9,4	1,6		5,9			4,5		4,5			4,8	0,8	1,2	0,4	0,4	1,6		0,4
57-58	158											0,6		13,4	1,3			31,7	0,6		2,5			3,2	7	3,8	0,6	12			3,8		3,8			10,7	1,3		1,2		1,9		
56-57	340													20	2,7	0,9		18,1	0,6			0,3		10	4,1		0,3	15,3			5,9		5		0,9	3,8	0,6	1,5	5,1		2,4		
55-56	218													9,6	4,6	6		16,1						5,5	11,5	3,2		13,5			10,5		2,3			6	2,3		4,2	2,8	1,8		
54-55	223									0,5					1,4	0,5	0,4	12,6			0,5			13,9	24,2	0,9	0,9	9			14,4	0,5	0,5		1,4	7,3	0,9	1,3	5,4		1,8		0,9
53-54	239	2,1													0,4			12,1			1,3			15	23,7	0,8	0,4	10,5	0,6		16,7	0,8	1,3		1,7	3,3	0,4		6,7		0,4	0,4	
52-53	247															1,2		8,1			1,2			5,7	16,1	3,7		29,8		0,8	12,3		4			0,4	3,2	0,8	10,1	2	1,2		
51-52	225				0,4													11,6	6,7		0,9	0,9		7,5	5,3	2,2	0,4	11,1			7,1		7,1		0,4	1,7	1,8	1,3	26,2	0,4	2,7		
50-51	146	0,7															0,7	0,7	10,3	1,4				2,1	15	0,7		34,3	1,4		3,4		0,7		1,4	4,8	1,4	1,4	18,5	1,4			
49-50	130	3,9			0,8													10				0,8		1,5	5,9	3,1		43,1	0,8		3,9		1,5			1,5	1,5	0,8	13,9	0,8			
48-49	104	1								1	0,9						0,9	0,9	6,7	1,9				2,9	3,9	2,9		63,5	1,9	1	1,9						1,9		3,9	1	1,9		
47-48	399	0,3																0,3	2,3		2,8	0,5		1,3	1,8	2,1	0,3	73,7		0,5	0,5	2,5			0,3	0,9	2,8		6,6	0,8	0,3		
46-47	165	1,2								1,2								1,8	0,6		7,9			1,2	3,9	6,7	1,2	68,5	1,2							0,6	3,9		1,2				
45-46	112									0,9							3,6	1,8	0,9		10,1	2,7		8,9	7,1	2,9	0,9	17	2,7		2,7	1,8			2,7	14,2	4,5	0,9	8,9	1,8			
44-45	179				0,6					2,2						2,8		12,3	1,7					8,9	12,3	1,1		6,7	1,1	2,8	3,4					13,4	15,6		7,2	4,5	1,1		
43-44	196	2,1						0,7								2,1		6,8		0,7				5,6	22,6	0,7		8,2	0,7	0,7	2,1					6,2	0,7		33,5	6,8			
42-43	198									0,5					2	10,1		4,6	0,5					7,1	26,8	1,5		3			1	4,1	1			5,5	0,5		32,4				
41-42	101				1										1	4		12		6		2		20	13			9		1	21		1	1					13		6		
40-41	285															0,7		2,5		2,1	0,4		2,5	17,2	22,5	0,4	0,4	7		0,4	25,3		3,2			1,4	1,8		7	0,4	4,2		
39-40	117											3,4			6,8	1,7		15,3			5,1			4,3		13,6	6		0,9	6,1		7,7		6,8	1,7	1,7		0,9		1,7	5,2	4,3	6,8	1,7	
38-39	141															5,7		9,2			2,8			15,6	3,6	0,7		7		1,4	10,7		13,4			2,1	0,7	2,1	14,9	0,7	7	1,4	
37-38	248													0,4		1,7	1,2	11,9			1,7			19	15,9	0,8		5,5		0,8	24,7		6,2	1,2		2,1	1,2		3,3	4,9			2,5	
36-37	229													1,8		3,6		6,6	4,7		2,2			16,7	20,6	2,2		6,1	0,4	0,9	18		4,4	0,4		0,4		1,8	9,6			0,9	
35-36	259											1,2		3,1	2	9		12,5	0,8		0,8	0,4		14,9	16,4			7,5		0,4	14,5		2,3			1,6		1,6	11,8			0,8	
34-35	69															10,5	1,5	14,5		11,6	4,4			14,5	1,5			7,5			14,6					1,5		2,9	13,1	4,4		1,5	
33-34	400	0,3				1,8				2,5						2		2,5			4,3	0,3	0,3	13,3	4,3		1	31,2	0,5	0,3	2,8	0,5	1,6		2,3	1,8		2	8	1		0,3	
32-33	225	0,9				5,7				4,8	2,6			8,4	0,4	4,8		13		4,8		0,4		4,4	2,6	10,6		16,7		1,8	2,6		1,3					2,6	3,1	5,7		0,4	
31-32	189					6,9							0,5	4,2				10,6	4,8	4,2			0,9	2,1	5,8	21,7	0,5	16,4		2,1	2,7		3,2			1,6		2,7	7,4	2,1		0,5	
30-31	141					14,9							0,7			5,7	2,1	10		2,1	3,6	0,7		6,4	0,7	6,4		24,8	0,7	1,4	0,7		8,5			2,8		2,1	4,9			0,7	
29-30	315					3,1						0,3		5,3	0,9	1,4		6,2	2,8		1,6		0,6	6,5	8,1	4,7	0,6	16,5	0,6	0,3	8,4	0,9	1,6			1,5	1,8		12,7	3,1	0,6	0,3	
28-29	227													6,6	0,4	0,4		4,4	3,1		1,3			22	11,9	0,9		4			8,4	0,4	2,2		0,9	6,6		1,8	20,6		2,2	2,2	
27-28	487				0,2					0,2	1,1	0,2		31,9	3,4	0,2		7,4	2,3	0,4		0,6		3,4	8	0,6	0,2	6,1	0,4		4,2	1,4		2,1	0,6	5,5	2,9		13,5	1,9	1,3	0,2	
26-27	174					1,7					0,6	1,1		6,8	1,1	0,6		14,3	7,4					17,7	7,4	2,2		3,9		1,7	1,7	1,1	1,1			0,6	6,8	0,6		18,2	1,1		0,6	
25-26	285							0,4				0,4		38,5	6,7	0,4		7,4	6,3		1,4	0,7		8,4	7	1,1		2,6			3,9	2,1	1,1			0,4	1,9	1,1		4,3	2,8	0,4	1,8	
24-25	247													23	3,7	3,7		6,2	1,2		0,4	0,4		10,3	13,5	1,7		4,9	0,4		12,7	1,2	1,2		0,8	4,6		0,4	7,4	1,2		1,2	0,8
23-24	258													4,7	0,8	5,1		14,4	5,9		0,4	0,8		11,7	15,2			4,3			10,2		0,8		1,6	7,9	1,2	1,2	9,1	0,8	4,7		0,4
22-23	4																	r										r			r												r
21-22	288													35,4	4,9	0,4		14,7	3,5					6	7,4	1,1		3,3		0,7	5,3	4,9	0,4			0,7	3,9			2,5	1,1	1,8		
20-21	194													19,8	3,6	1		9,9			1,5	0,5		3,1	35,3		1	4,1			1,6	2,6				0,5	6,2			6,8	3,1			
19-20	285													19,3	2,8	0,7		9,1			0,4			2,5	24,7	0,4	0,4	6,4	0,7		2,8	0,4	1,1			0,4	9,5	1,4		14,8		0,4		
18-19

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Graphische Darstellung der Pollen- und Sporen-Verteilung

im Profil der Grube Marga

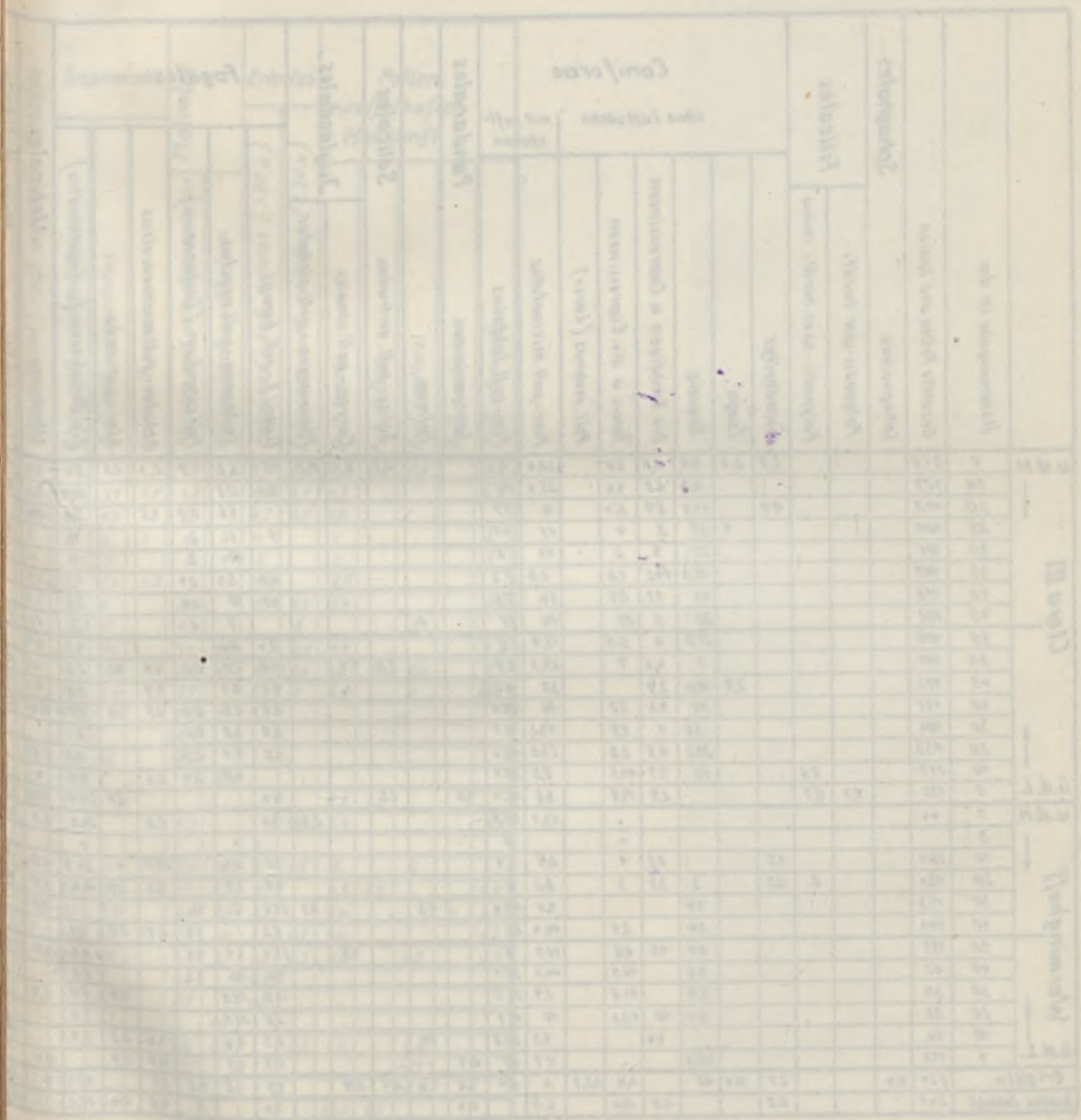


Bearbeitet von F. Thiergart

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



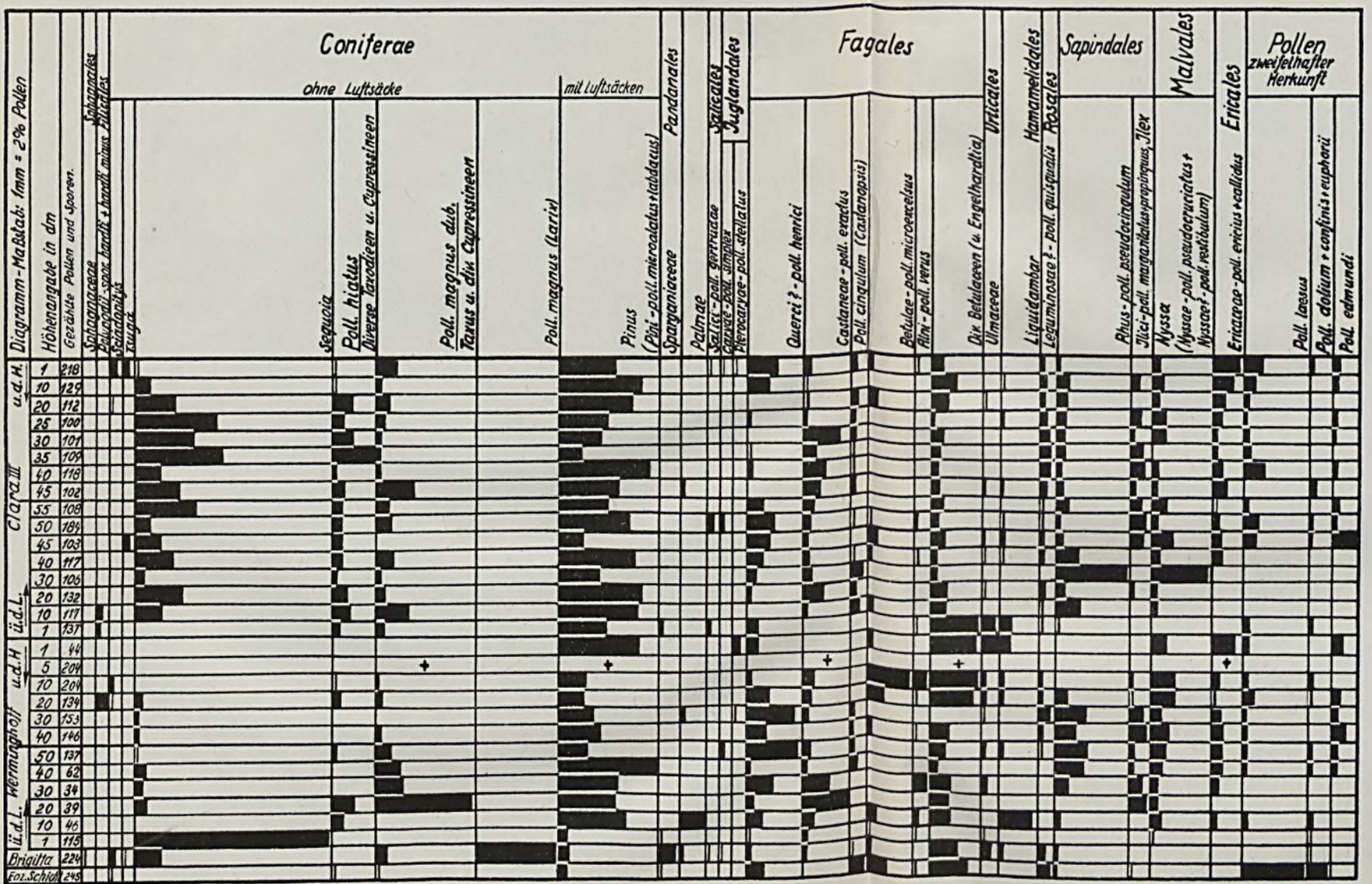
Die Pollen- und Sporen-Verteilung
im Profil der Gruben Werminghoff und Clara III

| | | |

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Graphische Darstellung der Pollen- und Sporen-Verteilung

im Profil der Gruben Werminghoff und Clara III



Bearbeitet von F. Thiergart

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA · ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 31

		Seite
Fig. 1, 2	*Equisetites mougeoti* SCHIMPER	354
Fig. 3	? *Schizoneura paradoxa* SCHIMPER	355
Fig. 4	*Neuropteridium elegans* SCHIMPER	355
Fig. 5	*Albertia elliptica* SCHIMPER	357
Fig. 6, 7	*Albertia latifolia* SCHIMPER	357
Fig. 8	Koniferenzweig unbekannter Zugehörigkeit	358
Fig. 9, 10	Koniferenzapfen, wahrscheinlich von *Voltzia*	356
Fig. 11	*Voltzia heterophylla* BRONGN.	356
Fig. 12	Koniferennadel unklarer Zugehörigkeit	359
Fig. 13	Ein Blatt von *Yuccites vogesiacus* SCHIMPER aus dem oberen Buntsandstein von Bergbuir (Nordeifel)	358

Originale in der Preußischen Geologischen Landesanstalt. Leg. Dr. VOIGT-Düren, z. T. GOTHAN-Berlin u. FLIEGEL (Fig. 13). Phot. C. WILLRATH.



























Rud. Pütz, phot. u. gez.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT • DANZIG • BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA • ZAKŁAD GEOLOGII



Fig. 1



Fig. 2

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Entzerrungsunterlage:
Meßtischblatt Schollene 1:25000

Luftbild des Schollener Sees

5839 4512 — 4514 5839



Freigegeben durch RLM Hansa Luftbild G.m.b.H. Nr. 4450/36
Hersteller: Hansa Luftbild G.m.b.H. Aufgenommen Mai 1936

5837 — 5837

4512 — 4514

1 : 7500

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

5837

Karte der Unterwasserböden des Schollener Sees

Aufgenommen von R. Potonié 1936

Grundrißzeichnung nach dem Luftbild (Tafel 33)
Entzerrungsunterlage:
Meßtischblatt Schollene 1 : 25 000

5839 4512 — 4514 5839

5837 4512 — 4514 5837

Neuholkenberg

Pferde-Wiese

S

Mu

über 7 m Saprolith, einschließlich Vollfaulschlamm über Schlick

über 5 m Saprolith, seltener mit Vollfaulschlamm, öfter über Sand statt Schlick

über 1 m Saprolith, meist über Sand

unter 1 m Saprolith, auf Sand

Kalk

Schill

Sand

Gy = Gyttja (Halbfaulschlamm) } Saprolith
Sp = Sapropel (Vollfaulschlamm) }
K = Kalk
t = Schlick
Mu = Schill
H = Torf
S = Sand

Lesebeispiel: Gy 30 / Sp 10 / S — Gyttja 30 dm mächtig über Sapropel 10 dm mächtig über Sand

Ungefähre Lage des Profils (vgl. Textabbildung 2)

1 : 7 500

Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA · ZAKŁAD GEOLOGII

Karte der Pflanzen-Gemeinschaften des Schollener Sees

Aufgenommen von R. Potonié 1936

Grundrißzeichnung nach dem Luftbild (Tafel 33)
Entzerrungsunterlage:
Meßtischblatt Schollene 1 : 25000

5839 4512 4514 5839

Sa, Al, Schonrevier-Loch, Phr, R, Sc, Graben, Vor-schon-revier, Kleiner Zug I, Kleiner Zug II, Kleiner See, Ruppert-Zug, Runder-Zug, Nierower Küchenzug, Maiers-Hau, Mollitzloch, Klinkows Dagrift, Mollitz, Stresemann-Zug, Langer Binsenzug, Brandzug, Knickel-Graben, Ritters-Erlen, Kanal Zug, Petruszug, Sandzug, Tiefe Kuhle, Seestrang, Binsenzug, Dampel Zug, Plötzen Zug, Krakeel Zug, Naturschutz-Insel, Holz-Zug, Vor dem Musikanten-Zug, Musikanten-Zug, Lienzug, Springzug, Hinterm Gütschau, Rehfeld-Stell, Möwen-Revier, Su, Spring-Ecke, Quelle, Graben zum Torfloch, Kanal

Phr Phragmitetum z.T.-Sa
Sa Salicetum z.T.+Al
Al Alnetum
R Röhricht-Pflanzen-Gemeinschaft, gemischt
Sc Scirpus
Su Sumpfpflanzen-Gemeinschaft auf Guano
Nymphaeaceen
Untergetauchte Wasserpflanzen

· 2 Lotungspunkte mit Tiefenangabe in Dezimetern
10 Isobathen in Dezimetern nach Lotungen vom 2. 11. 1935 u. 11. 10. 1936

5837 4512 4514 5837

1:7500

100 0 100 200 300 400 500 m

Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG
POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 36

		Seite
Fig. 1	Großes Stammstück mit zweimaliger Verzweigung (bei → und ×) von *Sphenopteris adiantoides* in 2/7	395
Fig. 2	Endstück eines Wedels von *Sph. adiantoides*, spitzblättrige Form, oben in feine Blätter aufgelöst, eines davon mit erhaltenen „Klimmhaken" bei ×	395
Fig. 3, 5	dsgl., breitblättrige Form; „Klimmhaken" erhalten in Fig. 3 bei ×	394
Fig. 4	Oberes Stück eines Wedels mit „Klimmhaken", von denen einer bei × erhalten ist. Fig. 2—5 in 1/1	395

Alles von der Seegen-Gottes-Grube bei Altwasser. Originale zu Fig. 1 und 2 in der Bergschule in Waldenburg, die übrigen in der Geologischen Landesanstalt Berlin. Leg. und phot. F. Zimmermann.



Rud. Pütz, phot. u. gez.


DANZIG

Tafel 37

Seite

Fig. 1 Großes Stück von *Sphenopteris linki* GÖPPERT mit Stamm und ansitzenden gegabelten Wedeln in 3/10 399

Fig. 1 a Wedelrachis neben dem × in Fig. 1 in 1/1 mit ansitzenden Trichomen 399

Fig. 2 Breit- und locker-blättrige, *divaricata*-ähnliche Formen von *Sph. linki* mit Stamm (Dictyoxylon-Skulptur) und verdickte Basen der Wedel („Gelenkpolster") 399

Fig. 3 Kompakte Formen von *Sph. linki* mit quergeriefter Wedelrachis und Dictyoxylon-Skulptur des Stammes in 1/1 399

Alle Stücke von der Seegen-Gottes-Grube bei Altwasser. Leg. und phot. F. ZIMMERMANN. Original zu Fig. 1 und 3 in der Bergschule Waldenburg, zu Fig. 2 in der Geologischen Landesanstalt Berlin.



1



1a



2



3

Rud. Pütz, phot. u. gez.


NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
DANZIG



Abb. 1. phot. H. Meissner, Schwiebus
Großer und Kleiner Kalkteich mit dem Mittelberg



Abb. 2. phot. Br. Dammer
Der „Lange Hals“ zwischen Grieseltal und Kalkteich



Abb. 1. phot. Br. Dammer
Quellgebiet der Griesel im Dorf Griesel



Abb. 2. phot. Br. Dammer
Querriegel und Terrassen im Grieseltal bei der Hinter-Mühle

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK



Abb. 1. phot. Br. Dammer
Der Kalksee von der Höhe 92,6 aus



Abb. 2. phot. Br. Dammer
Quellkuppe im Hunger-Teich

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Abb. 1. phot. Br. Dammer
Kesselrinne im Jagen 16 der Grieseler Forst von der Höhe 86,9 aus



Abb. 2. phot. Br. Dammer
Kesselrinne im Jagen 22 der Grieseler Forst von der Höhe 86,9 aus

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK



Abb. 1. phot Br. Dammer
Nordende des großen Grieseler Oses an der Chaussee Ulbersdorf—Griesel



Abb. 2. phot. Br. Dammer
Blick auf den großen Grieseler Os von Osten aus

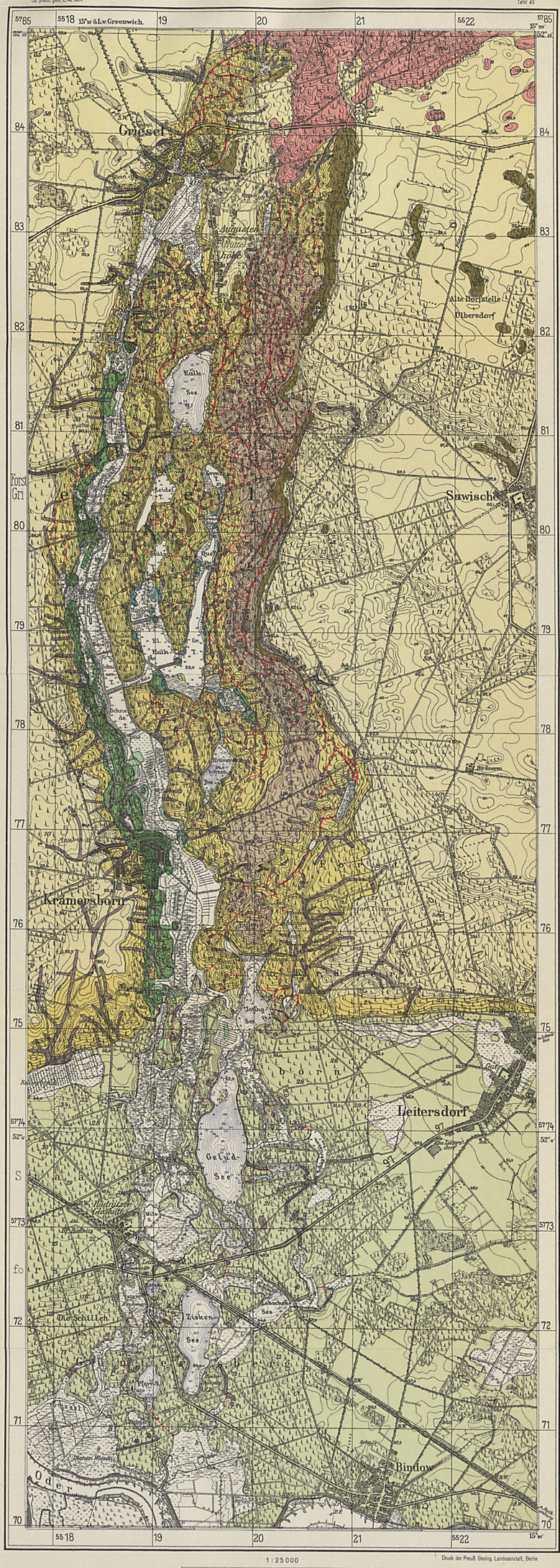
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG

Das Subglazial- und Toteisgebiet

der Gegend von Griesel in der südlichen Neumark

Aufgenommen von Br. Dammer 1934–35

Jb. preuß. geol. L.-A. 1937



Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

1 : 25 000

0 1 2 km

Täler und Becken

Kessel- und rinnenförmige Senken

Sinterterrassen und Quellkuppen

Urstromtal

Terrassenartige Bildungen, höhere Stufe

Terrassenartige Bildungen, tiefere Stufe

Sander

In den Sander eingesenkte Gebiete und Talhänge

Oser

Kames

Endmoräne

Diluviale Uferlinien

Rinnenartige Einsattelungen

Kesselrinnen

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 44

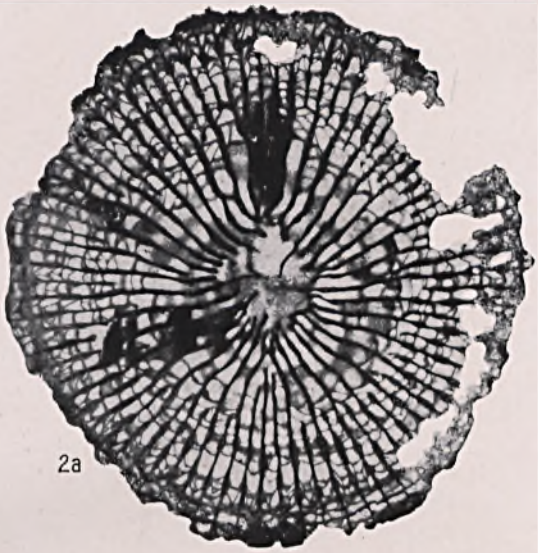
Fig. 1 *Zaphrentis cornicula* (Lesueur). Mitteldevon, Onondaga-Kalk (Jeffersonville formation), Falls of the Ohio. Orig. im Geol.-Paläont. Inst. Berlin
a: Kelchansicht. 2×. Die Fossula ist teilweise von Gesteinsmasse verdeckt.
b: Querschliff bei 5,5 mm Durchmesser. 3×.
c: Querschliff bei 12 mm Durchmesser. 5×.

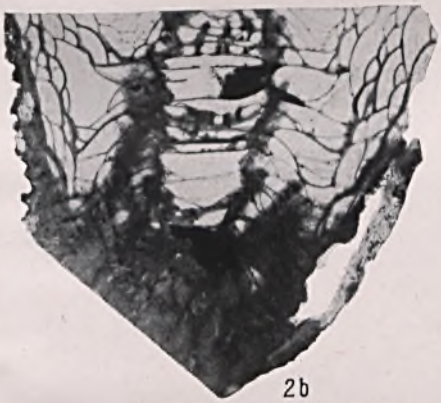
Fig. 2 *Zaphrentis cornicula* (Lesueur). Mitteldevon, Onondaga-Kalk, Louisville, Kentucky. Orig. im Geol.-Paläont. Inst. Breslau
a: Querschnitt bei 25 mm Durchmesser. 3×.
b: Längsschnitt zwischen 11 und 20 mm Durchmesser. 3×.

Fig. 3 *Zaphrentoides (Hapsiphyllum) calcariformis* (Hall). Unterkarbon, St. Louis-Kalk, Indiana. Orig. im Geol. Landesmus. Berlin. 2×
a: Seitenansicht.
b: Kelchansicht. Der Kelchrand ist weggebrochen.

Die Stücke bzw. Schliffe auf Taf. 44 und 45 sind einheitlich mit dem Hauptseptum und der Fossula nach oben orientiert.


1a


2a


2b


3a


3b


1b


1c

309/37

U. Nagel u. O. H. Schindewolf phot. u. gez.

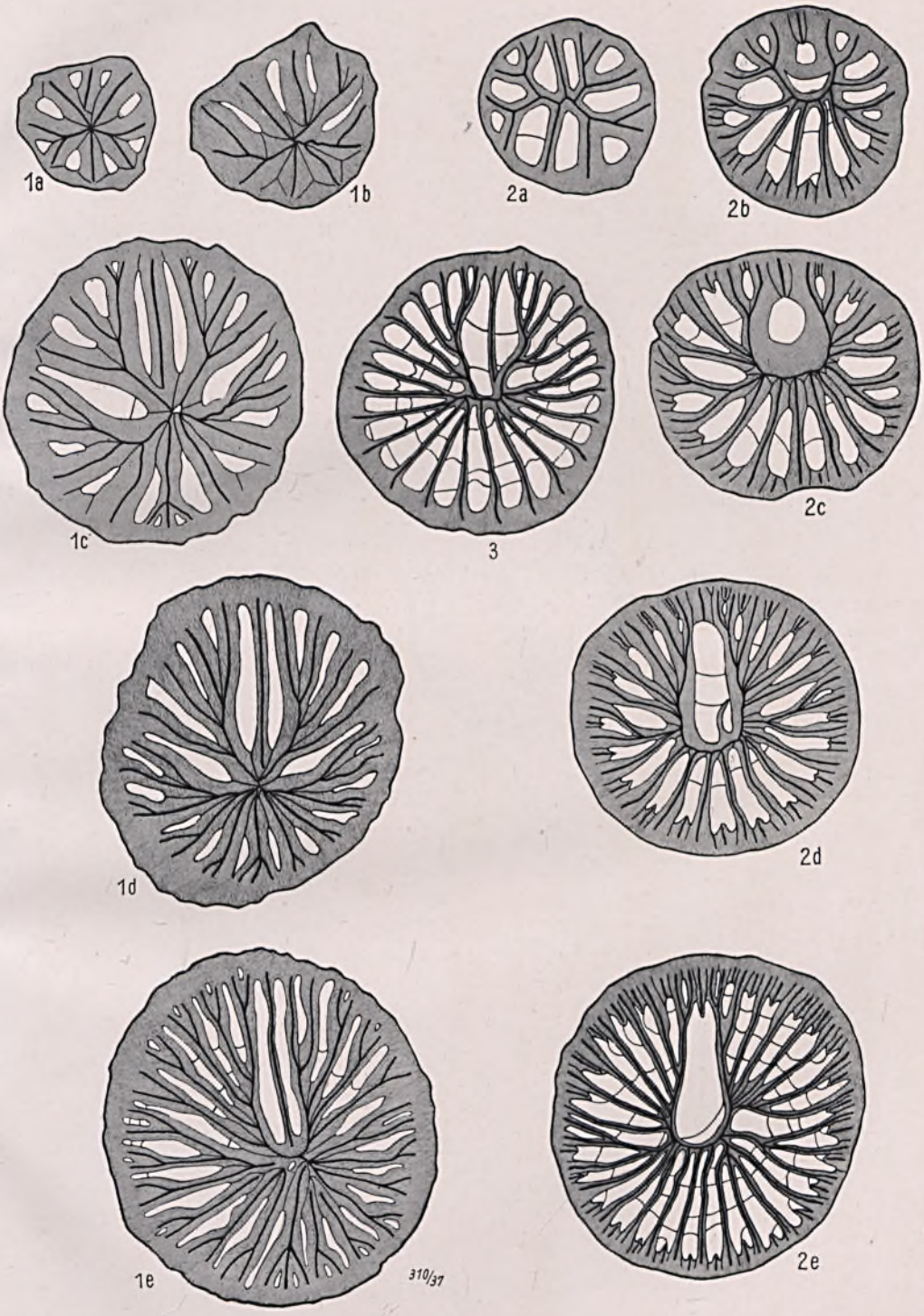
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
BIBLIOTHEK

Tafel 45

Fig. 1a—e Schnittserie durch ein Stück von *Zaphrentoides (Hapsiphyllum) calcariformis* (Hall). Unterkarbon, St. Louis-Kalk, Indiana. Orig. im Geol. Landesmus. Berlin
a—c: 15×; d: 12×; e: 8×.

Fig. 2a—e Schnittserie durch ein Stück von *Zaphrentoides (Zaphrentoides) koninckі* (Edw. & H.). Unterkarbon, Tournai. Orig. im Geol. Landesmus. Berlin
a: 15×; b—c: 12×; d: 8×; e: 5×.

Fig. 3 *Zaphrentoides (Zaphrentoides) omaliusi* (Edw. & H.). Unterkarbon (C_1), Burrington Combe (Somerset). Orig. im Geol. Landesmus. Berlin. 6×

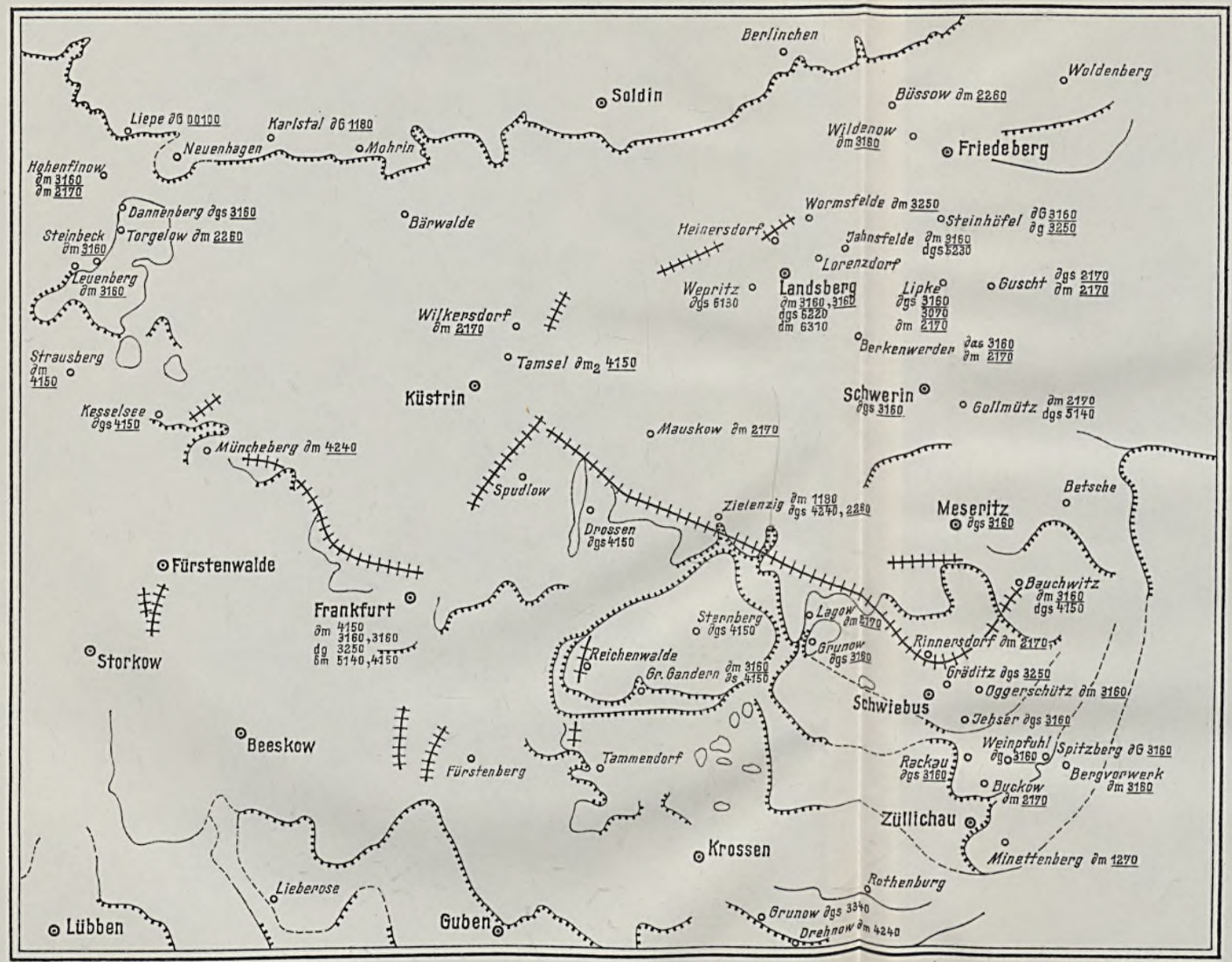


O. H. Schindewolf gez.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT * DANZIG
BIBLIOTHEK

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Eisrandlagen, Braunkohlensättel (schematisiert) nach Keilhack (1921) und Dammer (1931) und Geschiebeführung des Züllichauer Bogens und angrenzender Gebiete



Bearbeitet von J. Hesemann

Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

0 10 20 30 40 km

Achsen der Braunkohlensättel

Eisrandlagen, teilweise mit Sanderwurzel

Eisrandlagen, vermutet

Geschiebeführung dargestellt durch Verhältniszahlen:
z. B. 20 % ostfennoskandische,
2170 10 % mittelschwedische,
70 % süd- und westschwedische,
0 % norwegische Geschiebe
Die Verhältniszahlen des Züllichauer Eisvorstoßes sind unterstrichen

∂m hangende; ∂m, dm, ∂m2 liegende Grundmoräne
∂as Talsand
∂G Blockpackung
∂g Gerölle und Kiese
∂gs hangende, dgs liegende kiesige Diluvialsande



Fig. 1 Teilansicht des Gehängemoores. Es ist deutlich der schroffe Übergang vom Moor zum gesunden Fichtenbestand sichtbar



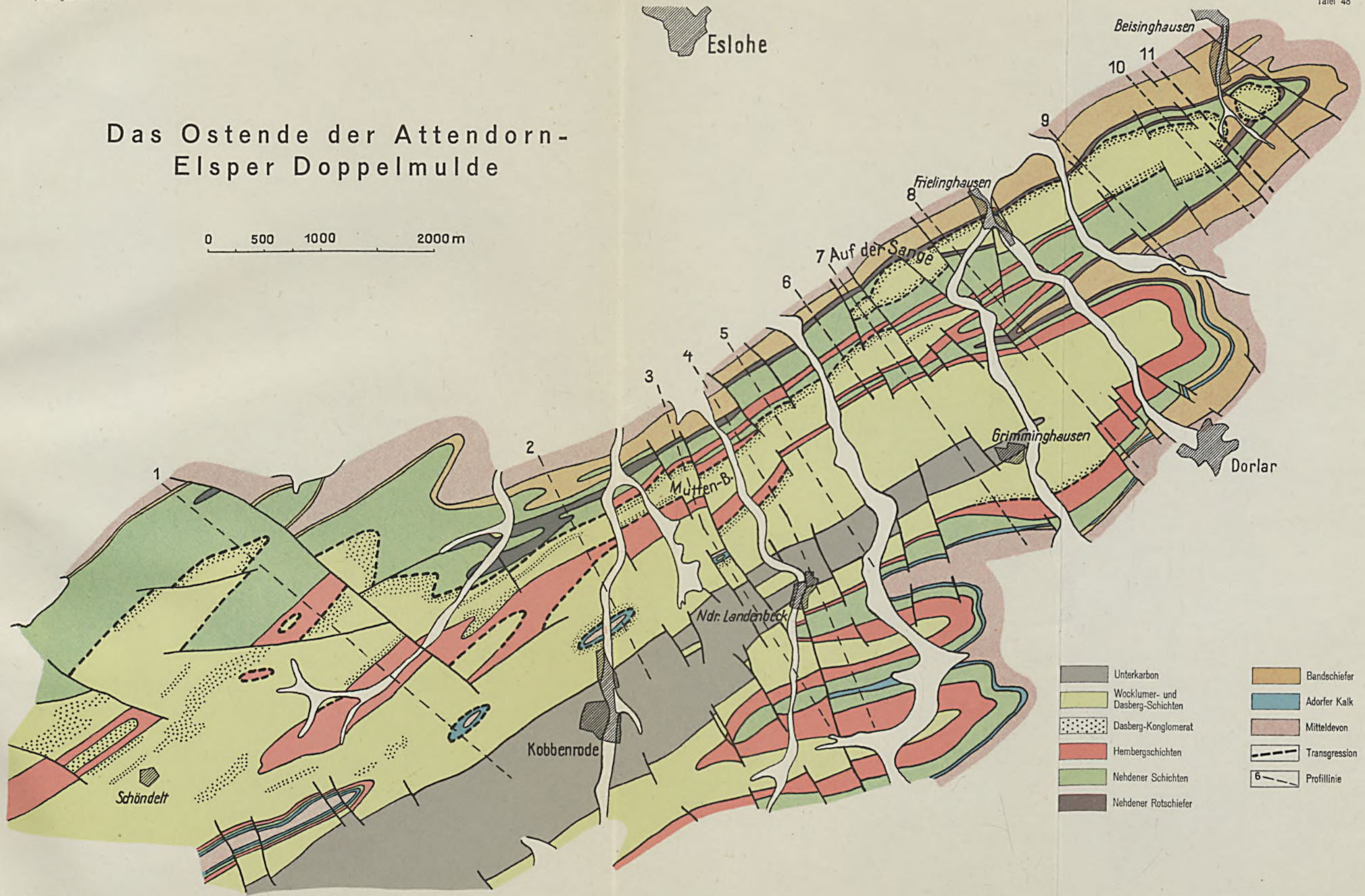
Fig. 2 Klaffende Verwerfungsspalte an der „Großen Heide" (Großes Windloch). 840 m über NN

Phot. F. Zimmermann, Waldenburg.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
DANZIG

Das Ostende der Attendorn-Elsper Doppelmulde

0 500 1000 2000 m



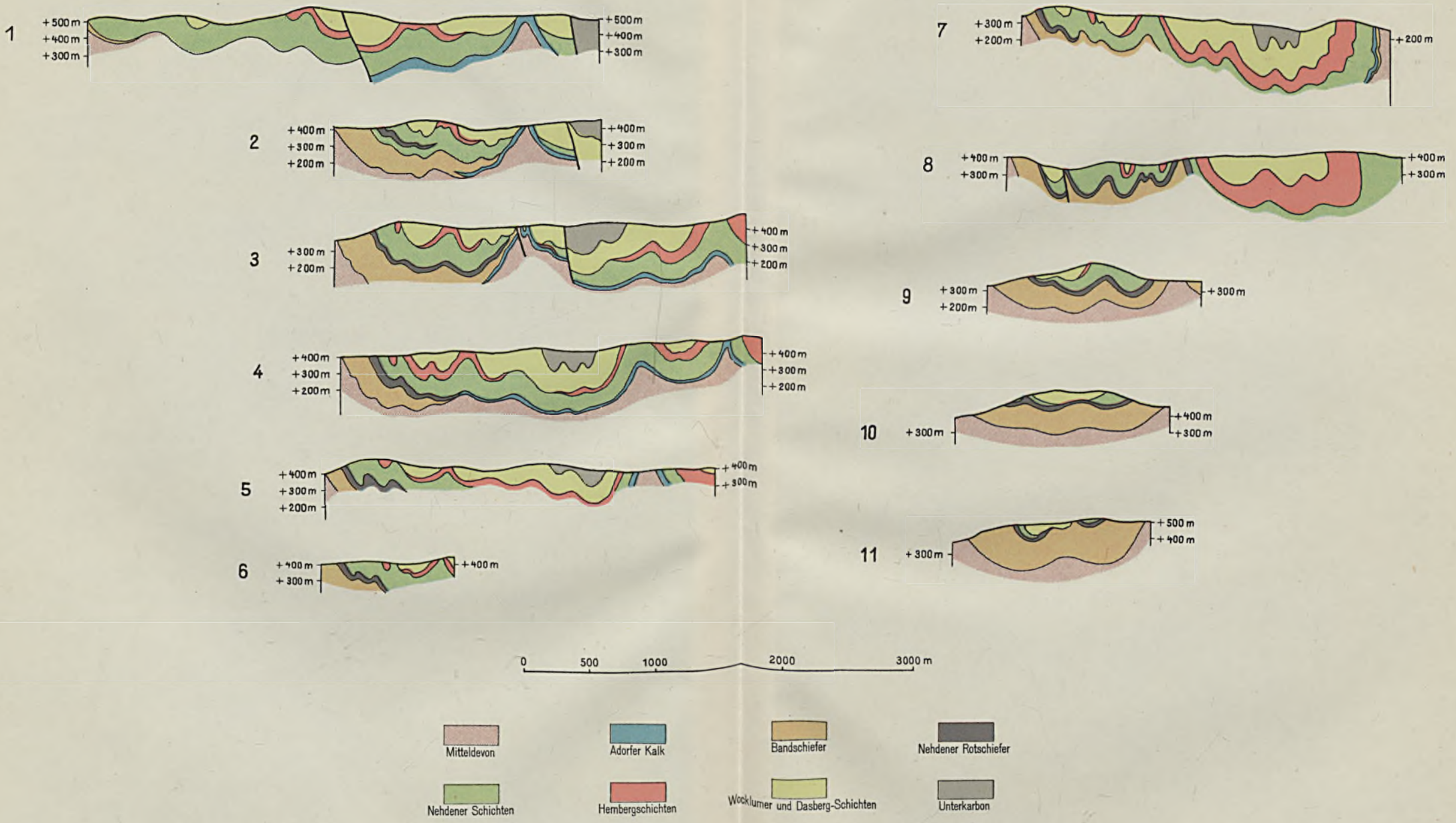
Bearbeitet von G. Mempel

Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK

Querprofile durch die Elsper Mulde

(Richtung etwa NW-SO)



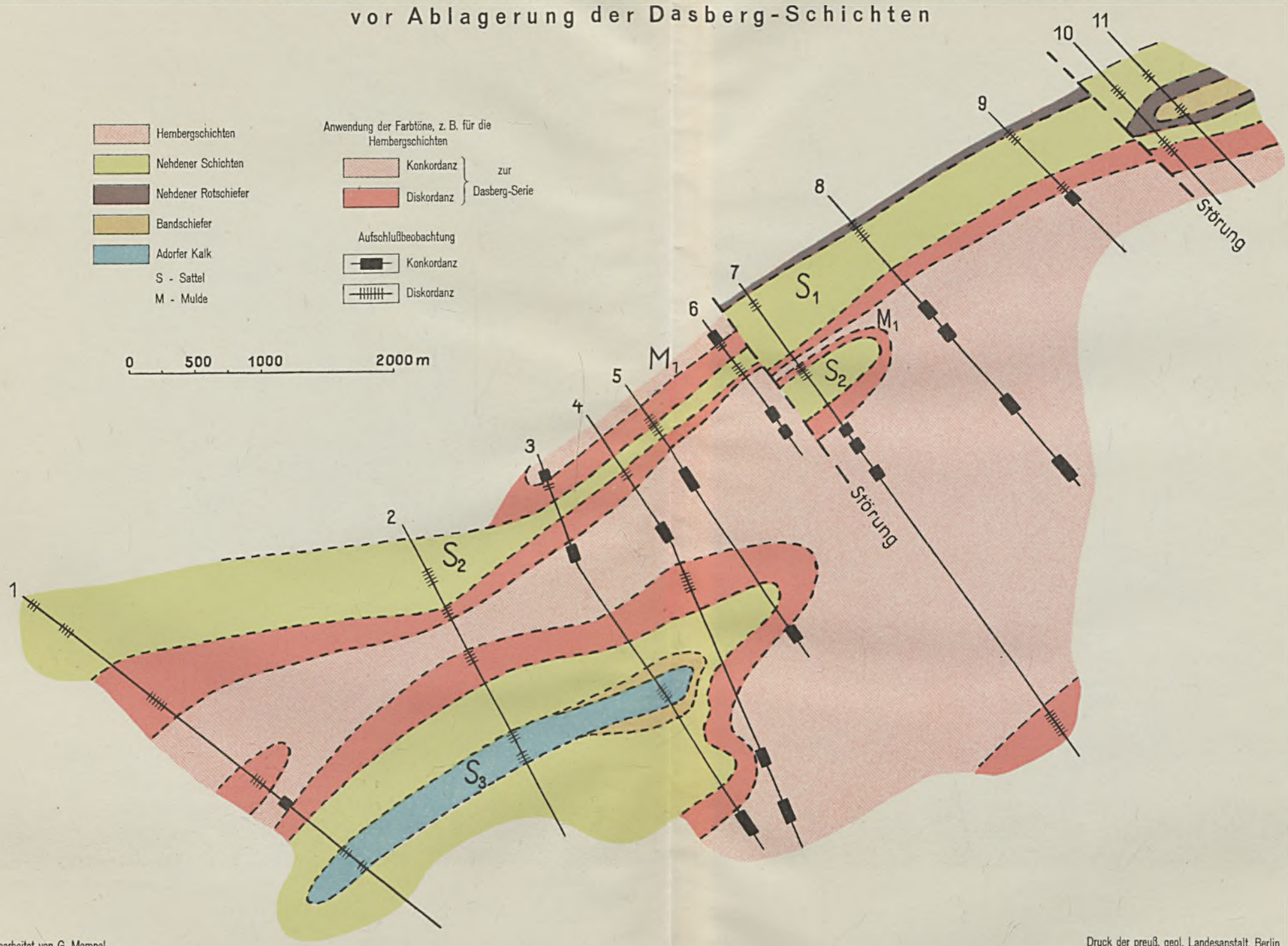
Bearbeitet von G. Mempel

Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Marsische Falten und Störungen in der Elsper Mulde

vor Ablagerung der Dasberg-Schichten



Bearbeitet von G. Mempel

Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 51

Echte Phosphorit-Gerölle L. Reuter's (1908) aus den *Fraasi*-Horizonten der *Lamberti*-Schichten von Trockau

Fig. 1 *Zugocosmoceras postremum* n. sp., Seitenansicht

Fig. 1 a Dasselbe Individuum in die Phosphorit-Geode eingeschlossen

Fig. 1 b Innere Windungen desselben Stückes und des Abdruckes einer Geodenhälfte. 3× vergrößert

Fig. 2 *Reineckeia (Collotia-Kellawaysites)* n. sp.

Fig. 2 a Dasselbe Individuum mit Blick auf das abgerollte Ende



1b



1a



1



72/38 2



2a

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 52

Entstehung der Pseudo-Gerölle aus den *Athleta*-Schichten von Trockau (unteres Divesien), die phosphoritischen Teile noch in situ

Fig. 1 Charakterstück, 1/2 nat. Größe, aus den Horizonten des großen *Peltoc. athleta* PHIL. von Trockau, 2—3 m unter der Grenzschicht. Von rechts unten nach links oben: *Quenstedtoceras* sp. (cf. *Amm. lamberti* QUENSTEDT, 1887, Taf. 90, Fig. 27). Luftkammern liegen als phosphoritischer Kern in der ursprünglich nur von Sprüngen durchsetzten verdrückten Wohnkammer; vorletzte Windung ist z. T. gegen ihre Außenseite zu abgequetscht; rechts unten deutliche Fortsetzung in verdrücktem Zustand

Anschließend verdrückt, deformiert ein *Quenstedtoc.* sp. affin. *lamberti* SOW. Links oben Bruchstück eines auf der Tonschieferplatte ursprünglich vollständigen, aber größtenteils verdrückten großen *Peltoceras* der *athleta*-Reihe.

Fig. 1 a Pseudogeröll, das nach Zerstörung des Tonbrockens übrigbleiben würde: die phosphoritischen inneren Windungen des *Quenstedtoceras* sp. herausgelöst, in natürlicher Größe, nach unten und rechts abgerundet, aber nicht abgerollt

Fig. 1 b Querschnitt des *Quenstedtoceras* sp. Fig. 1 a

Fig. 2 *Cosmoceras* m. f. *gemmatum* PHIL. — *spinosum* SOW. Rechts oben ein völlig von Phosphorit erfülltes, sich keilförmig zu den inneren Windungen fortsetzendes Segment, das nach der Zerstörung der verdrückten Teile als Pseudogeröll erhalten bleiben würde



1



1a



1b



2

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK

Tafel 53

Fig. 1 *Katacosmoceras degradatum* Buckm. S. S. Type Ammonites — V, 1925, Taf. 548, innere Windungen des Originals 3× vergrößert

Fig. 1 a und 1 b Skizzen der inneren Windungen desselben Individuums von der Hand des Herrn Spath in London

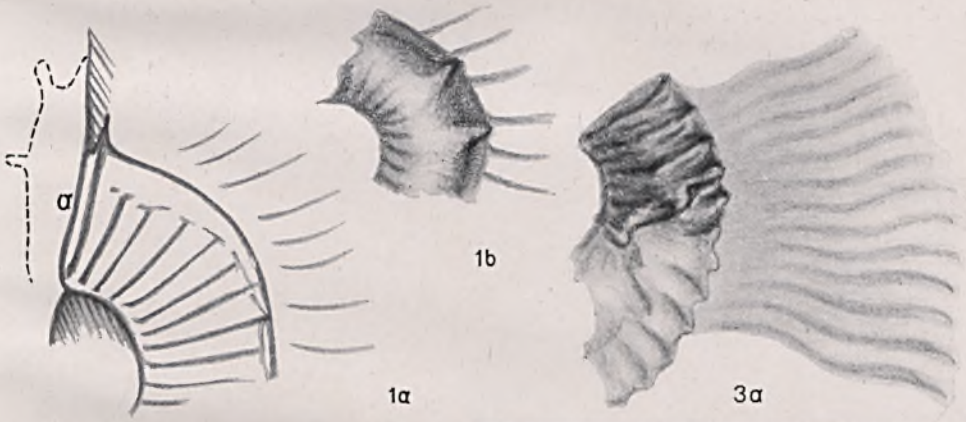
Fig. 2 *Cosmoceras (Zugocosmoceras)* aff. *postremum* n. sp., kleineres, verdrücktes Individuum auf Tonmergelschiefer

Fig. 3 *Cosmoceras (Zugocosmoceras)* m. f. *para-gemmatum* n. sp. — *postremum* n. sp. Individuum verdrückt auf Tonmergelschiefer

Fig. 3 a Skizze des phosphoritischen Bruchstückes der vorletzten Windung desselben Individuums, leicht vergrößert



1



1a 1b 3a



2



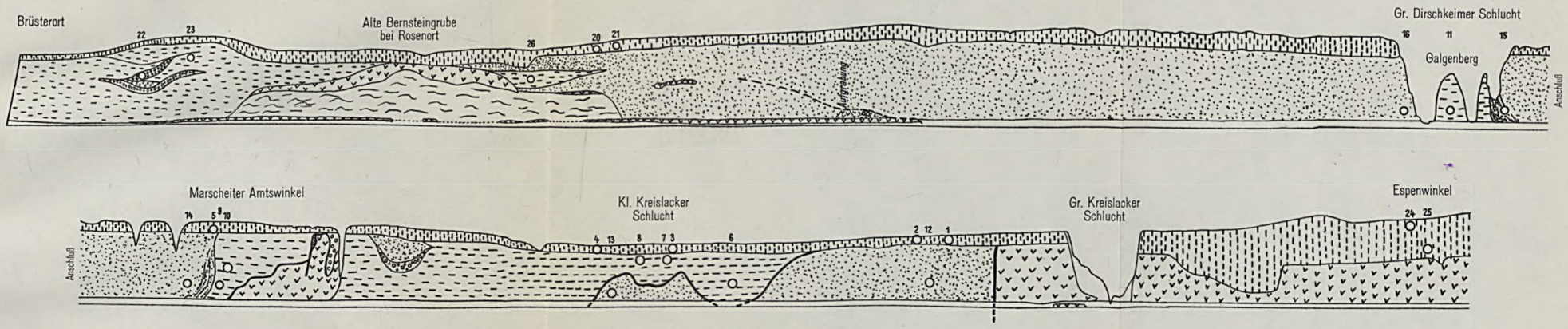
3

74/38

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Schematisches Küstenprofil von Brüsterort bis zum Espenwinkel

(Nach dem „Küstenprofil des Samlandes von Garbseiden bis zum Lochstädter Wäldchen". Preuß. Geol. L.-A., Lieferung 178, 1914)



Längen 1:10000; Höhen 1:2000

Tertiär

Dirschkeimer Sand

Unterer Geschiebemergel

Oberer Geschiebemergel

Kies im unteren Geschiebemergel

Sand im unteren Geschiebemergel

Abrutsch- und Schuttmassen

Verwerfung bzw. Überschiebung vermutet

Entnahmestellen der Proben

Bearbeitet von O. Pratje und W. Richter

Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK

Tafel 55

Fig. 1 Mikropegmatit, regellose Anordnung der Individuen 25:1. Nic × Wenkestein

Fig. 2 Mikropegmatit von strahligem Bau, Längs-(Radial-)Schnitt 25:1. Nic × Wenkestein

Fig. 3 Strahliger Mikropegmatit senkrecht zur Richtung der Strahlen 25:1. Nic × Wenkestein

Fig. 4 Federbartstruktur eines Mikropegmatitindividuums 1:25. Nic × Wenkestein

Fig. 5 Übergang aus Mikropegmatit in den umhüllenden Drusengranit (ein Quarz links steht auf Auslöschung) 1:25. Nic × Scholzenstuhl . .

Fig. 6 Dünnschliff eines granitartigen Kerns von Orthoklas, Albit, Quarz und Muskovit 25:1. Nic ×



1



2



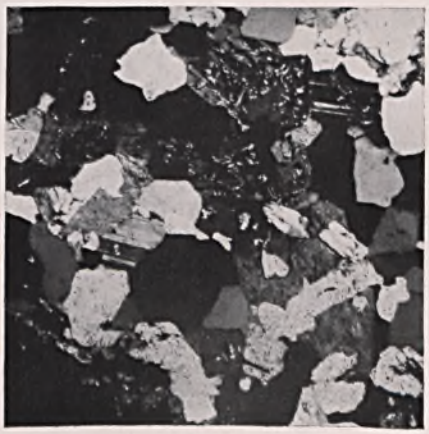
3



4



5



6

130/38

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
LESESAAL

Tafel 56

Fig. 1 Kleine Kugel vom Krötenloch, zentraler Orthoklaskristall

Fig. 2 Kugel aus dem Diluvialschotter bei Cunnersdorf. Strahliger Bau deutlich, im Kern Orthoklaskristall, viel Biotit, wenig Albit

Fig. 3 Kugel vom Fundpunkt am Kynast, Orthoklaskern, unregelmäßige Zone von Albit + Biotit, streifige Verteilung kleinster Biotite in der Aplitrinde (Orig. Min. Inst. Univ. Berlin)

Fig. 4 Kugel vom Scholzenstuhl mit unregelmäßigem Kern von vorwiegend Albit und Biotit, in der Mitte Reste eines größeren Orthoklaskristalles



2



4



191/38

3



1

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

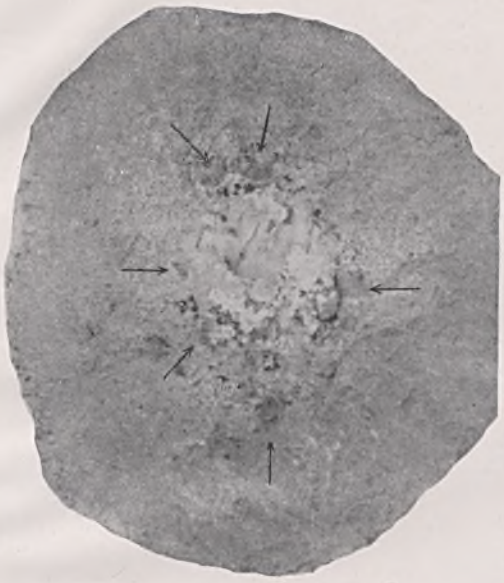
Tafel 57

Fig. 1 Kugel vom Krötenloch mit Orthoklaskern und Biotit-Albit-Aureole, in deren Außenteil viel Quarz (⟶) (Orig. Min. Inst. Univ. Breslau)

Fig. 2 Kugel mit granitartigem Kern von Orthoklas, Albit und Quarz (Krötenloch, leg. G. Rose 1841, Orig. Min. Inst. Univ. Berlin)

Fig. 3 Gangpegmatit mit rosettenförmiger Anordnung der Quarzstengel, westlich von Södrich

Fig. 4 Feldspatkugel aus dem Isergebirgsgneis, die Grenzen der einzelnen Mikroklinindividuen sind durch Rotstiftstriche markiert. Luisenhöhe bei Boberröhrsdorf, leg. E. Zimmermann I



1



2



3



4

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Jb. preuß. geol. L.-A. 1937

Unterer Weißer Jura

in der weiteren Umgebung von Braunschweig

I Isenbüttel

II Hillerse

III Wendezelle

IV Bortfeld

V Vechelde

VI Goslar/Langenberg b. Oker

Gigas-Schichten

Oberer Kimmeridge

Mittlerer und Unterer Kimmeridge

Oberer und Mittlerer Korallenoolith

Unterer Korallenoolith

Mittlerer Kimmeridge

Unterer Kimmeridge

Oberer Korallenoolith

Wohlverwahrtregion

Flöz Wohlverwahrt

Zwischenflözregion

Humeralisoolith

Heersumer Schichten

Oberer und Mittlerer Korallenoolith

Unterer Korallenoolith

Dichter Kalk

Oolithischer Kalk

Kalksandstein

Sandstein

Dolomit

Anhydrit

Tone, Mergel, Schiefertone

Oolithisches Eisenerz

Eisenooide

Kalkooide

Konglomerate

Maßstab für die Mächtigkeiten

0 5 10 20 30 40 50 m

Nähere Beschreibung der Profile im Text

Bearbeitet von W. Schott

Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Die Störungszonen östlich der Rhön

Bearbeitet von P. Cramer

Abgeschlossen 1936

1 : 50000

0 1 2 3 4 5km

Lageskizze



Zechstein

- z — Basalt
- Z — Dolomite und Letten

Buntsandstein

Unterer	Mittlerer	Oberer
su — Bunte, feinkörnige Sandsteine	sm — Vorwiegend rote, meist grobkörnige Sandsteine	so — Bunte, meist rote Schiefertone

Muschelkalk

Unterer		Mittlerer		Oberer
mu1 — Unterer Wellenkalk	muz — Oberer Wellenkalk x-Schaumkalkbank c-Terebratulabank	mm — Mergel, Dolomite und Zellenkalk	mo — Trochitenkalk	mo2 — Tonplatten

Keuper

Unterer	Mittlerer
ku — Meist graue Letten, Sandsteine und Ockerkalk	km — Bunte Letten

Diluvium

- d — Lehm

Schuttbildungen

- Basaltschutt | Buntsandsteinschutt

Alluvium

- a — Sand, Kies und Lehm

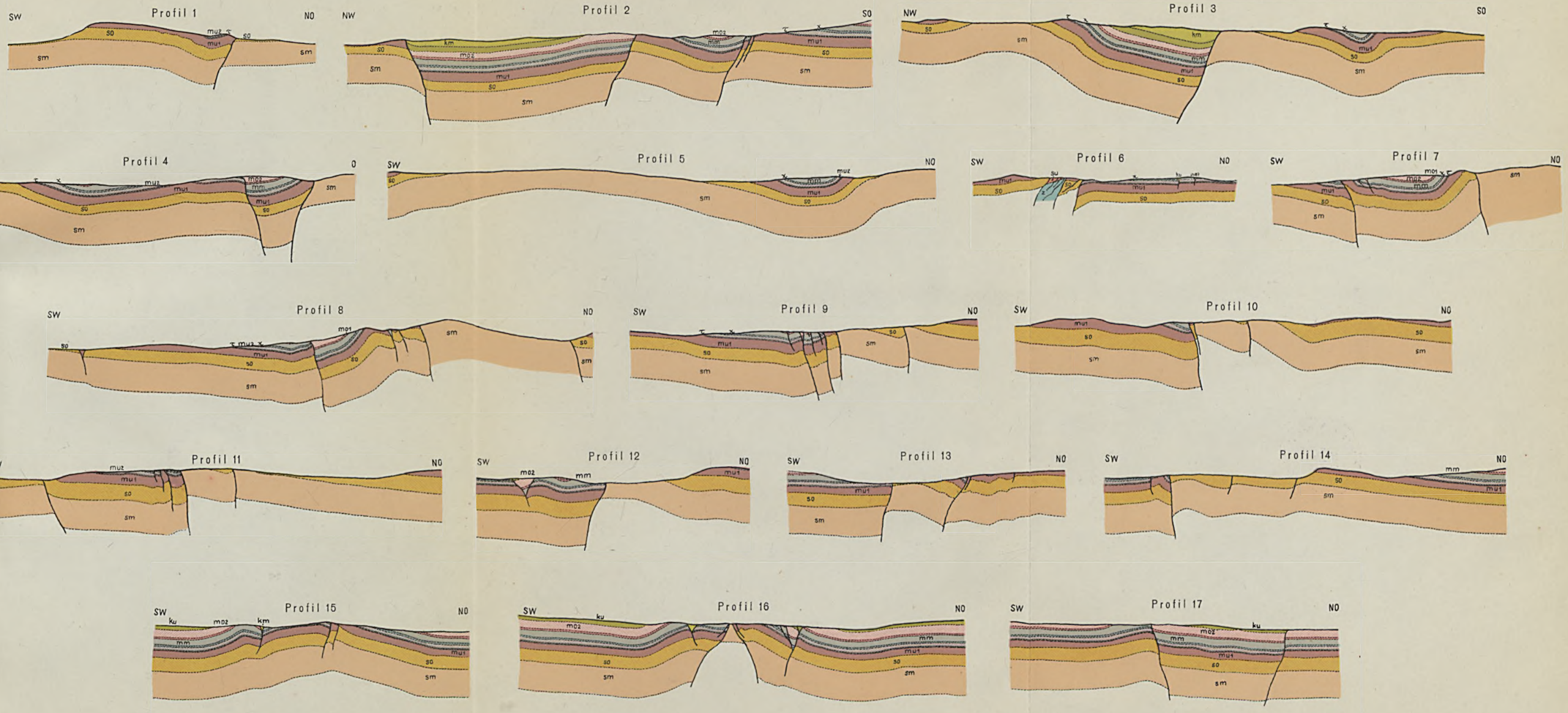
9 — Profillinie

Stetten
Nordheim v.d.Rhön
Sondheim
Ursprungen
Ob.Elsbach
Unt.Elsbach
Waldbehrungen
Ob.
Unt.
OSTHEIM
Simonshof
Frickenhausen
Bastheim
Geckenau
Wechterswinkel
Braidbach
Unsleben
Wollbach
Heustreu
Urnshausen
Bernshausen
Roßdorf
Kaltenlengsfeld
Oberkatz
Aschenhausen
Erbenhausen
Schafhausen
Wohlmuthhausen
Gerthausen
Melpers
Huflar
Brück
Ob.Fladungen
Rüdenschwinden
FLADUNGEN
Hausen
Heufurt
a Anschluß b
Hollstadt
Brend-
lorenzen
Herschfeld
Salzburg
NEUSTADT
a.d.Saale
Bad Neuhaus
a.d.Saale
Rödelmaier
Eichenhausen
Wülfershausen
Saal
a.d.Saale

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Profiltafel

Maßstab 1 : 25000



Farbenerklärung siehe Tafel 59

Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Die Störungszonen südwestlich des Thüringer Waldes

Bearbeitet von E. Krzywicki

Abgeschlossen 1935

Maßstab der Karte 1:50000

Maßstab der Profile 1:12500

Heßlesser Zone

Viernauer Zone

Marisfelder Mulde

Bairoda
Herges-Vogtei
Trusen
Wahles
Heßles
Fambach
SCHMALKALDEN
Mittelschmalkalden
Niederschmalkalden
Volkers
Möckers
Grumbach
Breitenbach
Christes
Viernau
Dillstädt
Rohr
Schmeheim
Marisfeld
Oberstadt
Tachbach
Lengfeld
Henfstädt
THEMAR
Benshausen
Ebertshausen
Albrechts

Lageskizze

Bad Salzungen	Ruhla	Waltershausen-Friedrichroda	Ohrdruf
Immelborn	Schmalkalden	Tambach-Dietharz	Gräfenroda
Oepfershausen	Wasungen	Zella-Mehlis	Suhl
Helmershausen	Meiningen	Themar	Schleusingen
Mellrichstadt	Rentwertshausen	Haina	Hildburghausen

Zechstein: Unterer zu; Mittlerer zm; Oberer zo (ungegliedert), Zo1 Untere Letten, Zo2 Plattendolomit, Zo3 Obere Letten

Buntsandstein: Unterer su (ungegliedert), Su1, Su2; Mittlerer Sm; Oberer So

Muschelkalk: Unterer mu1, mu2 (x = Schaumkalkbank, t = Terebratulabank); Mittlerer mm; Oberer mo1, mo2

Keuper: Unterer ku; Mittlerer km

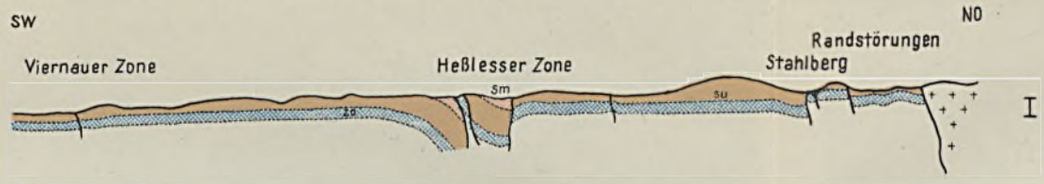
Diluvium d; Alluvium a

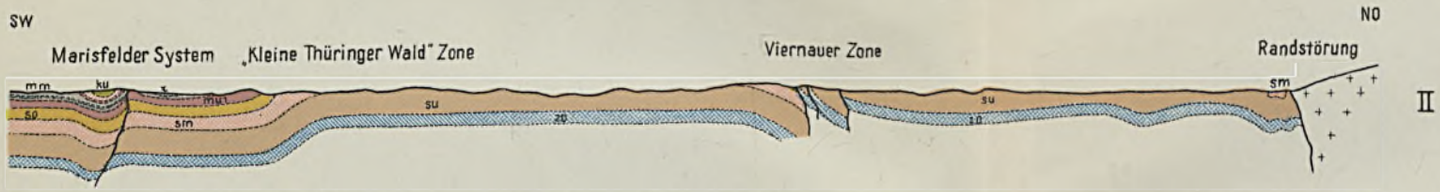
Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

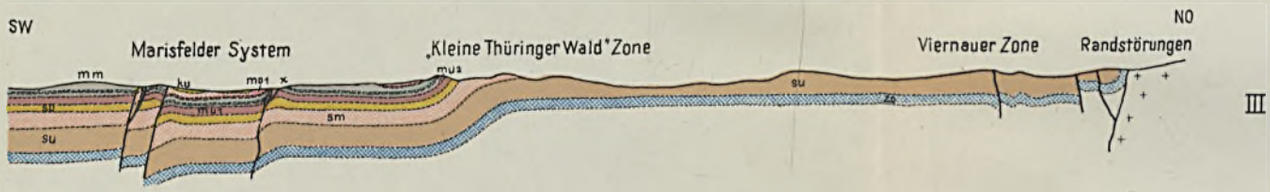
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
DANZIG
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

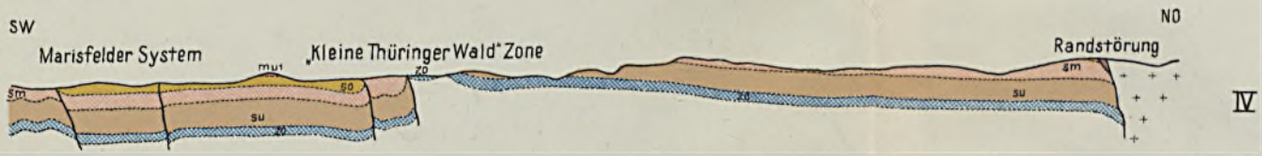
Profiltafel

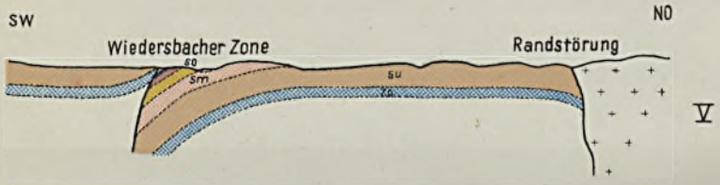
Profil I–V im Maßstab 1:50000 Profil VI im Maßstab 1:25000



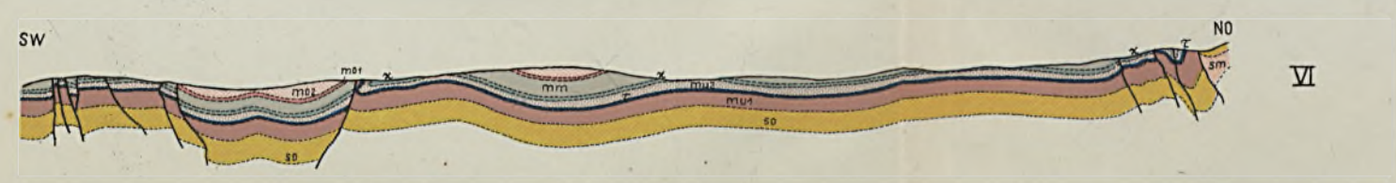












Farbenerklärung siehe Tafel 61

Bearbeitet von E. Krzywicki

Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Fig. 1

Faltungsbild im Singertal (Westhang)

Maßstab etwa 1:500

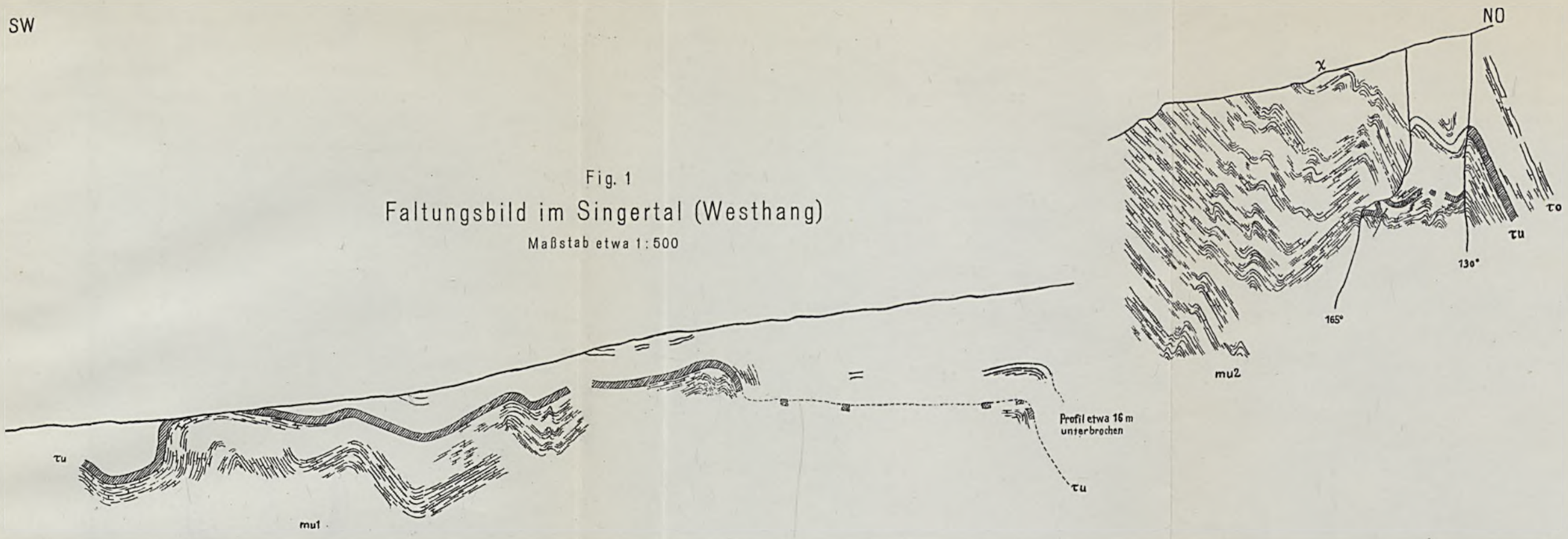
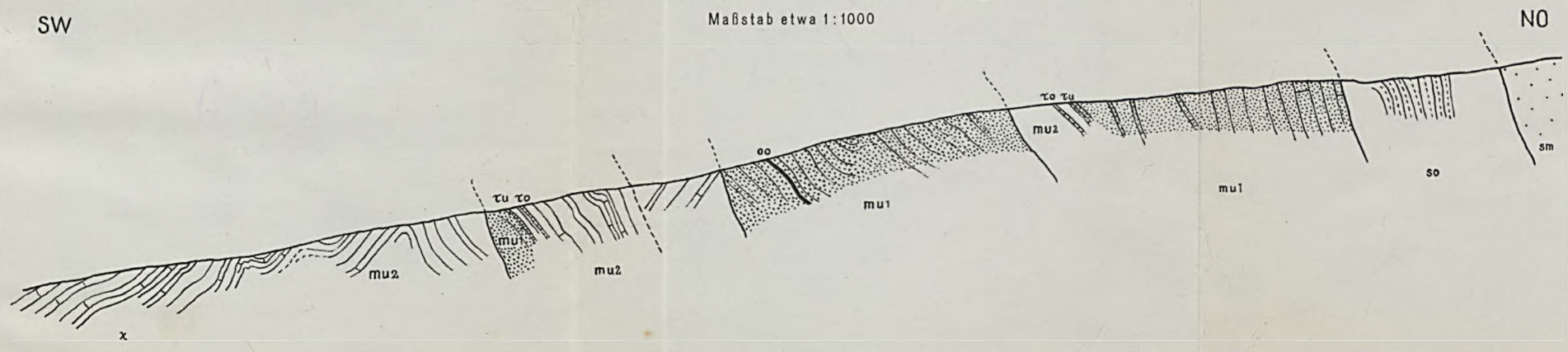


Fig. 2

Profil durch die Zone des Kleinen Thüringer Waldes

Maßstab etwa 1:1000



Bearbeitet von E. Krzywicki

Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · BIBLIOTHEK · DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA · ZAKŁAD GEOLOGII

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr 1937

Band 58

B. Amtlicher Teil

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

B E R L I N

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1938

Inhalt

B. Amtlicher Teil

Seite

I. Tätigkeitsbericht für das Jahr 1937 . . . . . 7—31

II. Arbeitsplan für das Jahr 1938 . . . . . 33—56

III. Personalbestand am 1. April 1938 einschl. der freiwilligen Mitarbeiter . 57—62

IV. Korrespondenten . . . . . 63—66

B. Amtlicher Teil

I. Tätigkeitsbericht

für das Jahr 1937

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Preußische Geologische Landesanstalt hat im Berichtsjahr ihre satzungsgemäße Aufgabe, den heimischen Boden geologisch zu durchforschen, die Ergebnisse dieser Tätigkeit in Form von geologischen Karten darzustellen und sie wissenschaftlich wie praktisch auszuwerten, planmäßig fortgeführt. Darüber hinaus ergaben sich umfangreiche praktisch-geologische Aufgaben aus den Anforderungen des Vierjahresplanes.

Die Arbeiten unserer Abteilungen für Erdölforschung und für Geophysik erforderten ebenso wie die Bearbeitung wasserwirtschaftlicher und militärgeologischer Fragen den Einsatz erheblicher Kräfte. Die gutachtliche Tätigkeit für Wirtschaft und Technik erfuhr gegenüber den Vorjahren eine weitere Steigerung. Die bodenkundliche Kartierung und Beratung für Siedlungs- und Planungszwecke wurde fortgeführt. Der Volksbildung dienten Vorträge und Lehrkurse.

Für den gesteigerten Umfang unserer Verwaltung ist die Tätigkeit der Registratur und Kasse bezeichnend. Im Berichtsjahre waren 17 600 Eingänge zu registrieren und rund 10 400 Einnahme- und Ausgabebelege zu verbuchen.

Die Zahl der an der Landesanstalt beschäftigten Personen betrug rund 250.

A. Wissenschaftliche Arbeiten

I. Geologische Aufnahme 1:25 000

Die Kernaufgabe der Geologischen Landesanstalt ist die geologische Aufnahme im Maßstabe 1:25 000. Sie bildet die Grundlage für die wissenschaftliche Erforschung unseres Bodens, für die Beurteilung unserer Bodenschätze, für die Wasserwirtschaft, für Planungsarbeiten auf dem Gebiete des Straßen-, Eisenbahn- und Kanalbaues, des Siedlungswesens und der Landesverteidigung. Für Zwecke der Bodennutzung bedarf die geologische Aufnahme einer Ergänzung durch bodenkundliche Kartierung.

Die Aufnahme 1:25 000 wird als Geologische Karte von Preußen und den benachbarten deutschen Ländern veröffentlicht. Den Kartenblättern werden Erläuterungshefte beigegeben, die einen Überblick über den geologischen Aufbau, über die Grundwasserführung, die nutzbaren Ablagerungen und über die bodenkundlichen Verhältnisse vermitteln.

Leider konnten für gewisse Gebiete die im Arbeitsplan vorgesehenen Aufnahmearbeiten nur zum Teil durchgeführt werden, weil praktische Arbeiten, namentlich solche für den Vierjahresplan, uns stärker als in den Vorjahren in Anspruch nahmen. Für viele Gebiete machte sich der Mangel an Geologen bemerkbar.

Im Berichtsjahr wurde die geologische Aufnahme folgender Blätter abgeschlossen:

Rheinprovinz:	Kempenich, Kestert, Soberheim.	
Saarland:	Heusweiler,	
Westfalen:	Bödefeld, Dorsten, Marl, Recklinghausen, Waltrop, Lünen, Hamm.	Flözkarten
Hessen-Nassau:	Frankenberg, Fritzlar, Wunstorf, Rhede.	
Schleswig-Holstein:	Bredstedt, Ockholm, Segeberg.	
Pommern:	Samtens, Zudar.	
Niederschlesien:	Bad Reinerz, Lewin, Tassau, Grunwald.	
Grenzmark Posen-Westpreußen:	Brätz, Tirschtiegel.	

In Angriff genommen bzw. fortgeführt wurde die geologische Bearbeitung folgender Blätter:

Rheinprovinz:	Grevenbroich (2. Aufl.), Blankenheim, Gerolstein, Hillesheim, Dommershausen, Baumholder, Wiehl.
Saarland:	Saarlautern, Illingen, Ottweiler.
Westfalen:	Hörde (2. Aufl.), Hirschberg, Eslohe, Schmallenberg, Girkhausen,

Hessen-Nassau:	Bergebersbach, Limburg (2. Aufl.), Schaumburg (2. Aufl.), Bad Wildungen Waldeck, Naumburg, Warburg, Sontra, Hönebach.
Hannover:	Munster.
Provinz Sachsen:	Schlieben, Dahme.
Schleswig-Holstein:	Nordstrandischmoor, List, Westerland, Kampen, Hütten, Eckernförde, Bargteheide.
Brandenburg:	Liebenau, Dahme, Gottschimm, Altsorge, Trebschen, Joachimsthal (2. Aufl.), Groß-Ziethen (2. Aufl.), Eberswalde (2. Aufl.), Hohenfinow (2. Aufl.), Charlottenburg-Spandau (2. Aufl.).
Pommern:	Amhausen, Putbus.
Niederschlesien:	Görlitz, Parchwitz, Kolbnitz, Habelschwerdt, Grünberg-Ost, Grünberg-West.
Oberschlesien:	Oppeln.
Grenzmark Posen-Westpreußen:	Liebenau, Schwerin a. W., Betschel, Trebschen, Unruhstadt.
Ostpreußen:	Stuhm, Gr. Waplitz.

II. Geologische Übersichtskarten

Die Veröffentlichung in Form von Übersichtskarten ist beabsichtigt für den Westerwald und den Kellerwald i. M. 1:50 000, für das Land Thüringen i. M. 1:100 000. Die geologischen Vorarbeiten für die vor allem für die Steinindustrie wichtige Westerwaldkarte wurden im Berichtsjahr abgeschlossen, die des Kellerwaldes dem Abschluß nahe gebracht. Die Arbeiten an der Karte von Thüringen, die einem mit dem Lande Thüringen abgeschlossenen Vertrage entsprechend gemeinschaftlich mit der Thüringischen Geologischen Landesuntersuchung bearbeitet wird, wurden fortgesetzt. Diese Übersichtskarte soll eine Ergänzung der in Druckvorbereitung befindlichen „Strukturkarte der Thüringer Mulde" werden.

Eine geologische Wandkarte des Aachener Steinkohlenbezirkes im Maßstab 1:50 000, für die die topographischen Vorarbeiten bereits ausgeführt wurden, soll Wirtschafts-, Lehr- und Planungszwecken dienen.

Weiter gefördert wurde auch die geologische Übersichtskarte von Deutschland 1 : 200 000, die in erster Linie für solche Gebiete von Bedeutung ist, die noch nicht eingehend untersucht werden konnten. Für viele Fragen der Landesplanung und der Landesverteidigung bilden diese Übersichtskarten eine behelfsmäßige Grundlage. Im Berichtsjahr wurden die geologischen Vorarbeiten des Blattes Ratibor abgeschlossen. Fortgeführt wurde die geologische Bearbeitung folgender Blätter:

Siegen,
Arnsberg,
Minden,
Arolsen,
Nienburg,
Celle,
Görlitz,
Breslau,
Neustettin,
Schneidemühl.

Von Übersichtskarten in kleineren Maßstäben wurde die geologische Karte von Ostpreußen i. M. 1 : 300 000 für den Druck vorbereitet.

Für das Reichsamt für Landesaufnahme (Nivellements mit hoher Genauigkeit) wurde mit der Bearbeitung einer geologischen Übersichtskarte der rheinisch-westfälischen Industriebezirke 1 : 500 000 begonnen.

Fortgesetzt wurden die Aufnahmen auf Blatt Wesel und die Arbeiten an der Tiefbohrkarte des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebirges 1 : 100 000, die für wissenschaftliche und praktische Zwecke die Ergebnisse der in unserem wichtigsten Wirtschaftsgebiet niedergebrachten Bohrungen auf Steinkohle und Salz zur Darstellung bringen.

Internationale Kartenwerke

Die Preußische Geologische Landesanstalt ist von den Internationalen Geologenkongressen in Bologna (1881) und Stockholm (1910) mit der Bearbeitung und Herausgabe der Internationalen Geologischen Karte von Europa i. M. 1:1,5 Mill. und der Geologischen Weltkarte i. M. 1:5 Mill. beauftragt worden. Die Europakarte erscheint bereits in zweiter Auflage. Im Berichtsjahr haben wir die Blättter Irland-West, England, Nordwest-Spanien und Frankreich herausgegeben; in Druckvorbereitung befinden sich die Blätter Sevilla und Madrid. In geologischer Bearbeitung sind ferner die Blätter Italien und Balkan.

Von der Weltkarte stehen die Vorarbeiten für die nordamerikanischen Blätter vor dem Abschluß.

III. Veröffentlichungen

1. Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25000

a) Im Berichtsjahre sind erschienen bzw. ausgedruckt:

Liefg. 280	Blatt	Straelen, Nieukerk, Kaldenkirchen	3 Blätter
„ 318	„	Rötgen mit Eupen, Nideggen, Zülpich	3 „
„ 339	„	Dinslaken, Bottrop (Flözkarten)	2 „

Neuauflagen:

Liefg. 20	Blatt	Berlin-Süd	1 Blatt
„ 26	„	Köpenick	1 „
„ 29	„	Schönerlinde, Berlin-N., Friedrichsfelde	3 „
„ 312	„	Raguhn, Gräfenhainichen, Bitterfeld-W., Bitterfeld-O., Brehna, Delitzsch	6 „
„ 337	„	Salzgitter, Ringelheim	2 „
			21 Blätter

b) Im Grenz- bzw. Farbenandruck liegen vor:

Liefg. 325	Blatt	Peiskretscham, Bischofstal, Kieferstädtel, Jakobswalde, Gr. Rauden-Golleow	5 Blätter
„ 332	„	Altenahr, Ahrweiler, Linz	3 „
„ 343	„	Glatz, Königshain, Landeck, Reichenstein	4 „
„ 346	„	Königswinter, Siegburg, Wahlscheid	3 „
„ 347	„	Melle, Quernheim, Bad Oeynhausen	3 „
„ 349	„	Neheim, Balve, Arnsberg-N., Arnsberg-S.	4 „
„ 350	„	Waltrop, Lünen, Hamm	3 „
		Waltrop, Lünen, Hamm (Flözkarten)	3 „
„ 351	„	Kerstin, Belgard, Standemin	3 „
„ 352	„	Wobbenbüll, Hattstedt, Viöl, Jübek	4 „
			35 Blätter

Neuauflagen:

Liefg.	193	Blatt	Kupferberg, Schmiedeberg mit Tschöpsdorf, Landeshut	3	Blätter
„	200	„	Kurau, Schwartau, Travemünde, Hamberge, Lübeck	5	„
„	241	„	Schreiberhau mit Schneekoppe, Warmbrunn, Krummhübel	3	„
„	284	„	Herzogenrath, Aaachen, Eschweiler	3	„
„	340	„	Riefensbeek, Lauterberg	2	„
				16	Blätter

c) In Druckvorbereitung:

Liefg.	284	Blatt	Stolberg	1	Blatt
„	284	„	Herzogenrath, Eschweiler (Flözkarten)	2	„
„	303	„	Münsterberg, Arnsdorf, Lindenau, Bechau	4	„
„	309	„	Dorsten, Marl, Recklinghausen (Flözkarten)	3	„
„	319	„	Bederkesa, Köhlen, Ebersdorf, Bremervörde	4	„
„	321	„	Liebenwerda, Mühlberg, Uebigau	3	„
„	326	„	Weiß-Kolm, Lohsa	2	„
„	342	„	Naumburg, Löwenberg, Liebental	3	„
„	344	„	Bentheim, Schüttdorf, Gronau, Ochtrup	4	„
„	348	„	Asbach, Altenkirchen, Waldbreitbach	4	„
„	353	„	Frankenberg, Wetter (Hess.-Nassau)	2	„
„	354	„	Schleswig, Brodersby, Sieseby-Dorotheenthal	3	„
„	355	„	Stralsund, Samtens, Elmenhorst, Stahlbrode	4	„
„	356	„	Lassan, Usedom	2	„
„	357	„	Ehra, Steimke, Öbisfelde	3	„
„	358	„	Fürstl. Drehna, Buckowien, Kirchhain, Finsterwalde	4	„
„	359	„	Gr. Strehlitz, Himmelwitz	2	„
„	360	„	Kestert, Kisselbach	2	„
„	361	„	Münstermaifeld, Boppard	2	„
„	362	„	Overath, Engelskirchen	2	„
„	363	„	Lewin mit Brunnkreß und Tassau, Bad Reinerz, Grunwald	3	„

Neuauflagen:

Liefg.	31	Blatt	Kettenbach-Idstein	1	Blatt
„	55	„	Königsee, Gr. Breitenbach	2	„
„	64	„	Ilmenau, Unterneubrunn	2	„
„	100	„	Seesen, Osterode, Zellerfeld (Clausthal)	3	„
„	174	„	Lutter a. Bge.	1	„
				68	Blätter

Erläuterungen

a) Erschienen:

Liefg.	276	Hirschberg	1 Heft
„	280	Straelen, Nieukerk, Kaldenkirchen	3 „
„	283	Frechen, Köln, Kerpen, Brühl (gemeinschaftl.)	1 „
„	312	Raguhn, Gräfenhainichen, Bitterfeld-W., Bitterfeld-O., Brehna, Delitzsch	6 „
„	339	Dinslaken, Bottrop	2 „

Neuauflagen:

Liefg.	20	Berlin-S.	1 Heft
„	26	Köpenick	1 „
„	29	Schönerlinde, Berlin-N., Friedrichsfelde	3 „
			18 Hefte

b) Im Druck:

Liefg.	325	Peiskretscham, Bischofstal, Kieferstädtel, Jakobswalde, Gr. Rauden-Golleow (gemeinschaftl.)	5 „
„	337	Salzgitter, Ringelheim	2 „
„	349	Neheim, Balve, Arnsberg-N., Arnsberg-S.	4 „

Neuauflagen:

Liefg.	11	Kremmen, Nauen, Marwitz (gemeinschaftl.)	1 Heft
„	14	Oranienburg	1 „
„	200	Kurau, Schwartau, Travemünde, Hamberge-Lübeck (gemeinschaftl.)	4 „
			17 Hefte

2. Geologische Übersichtskarte von Preußen und benachbarten Ländern 1:200 000

a) Im Berichtsjahre sind erschienen bzw. ausgedruckt:

— — —

b) Im Grenz- bzw. Farbenandruck liegen vor:

Blatt Wesel-Cleve
„ Düsseldorf-Erkelenz
„ Köln-Aachen

c) In Druckvorbereitung:

Blatt Cochem-Malmedy
„ Detmold
„ Liegnitz
„ Ratibor
„ Gotha
„ Salzwedel
„ Stendal

3. Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands 1:200 000

— — —

4. Sonstige Karten und Erläuterungen

a) Im Berichtsjahre sind erschienen bzw. ausgedruckt:

— — —

b) Im Grenz- bzw. Farbenandruck liegen vor:

— — —

c) In Druckvorbereitung:

Geologische Karte der Umgegend von Aachen	1: 50 000
Geologische Karte des Westerwaldes	1: 50 000
Geologische Karte des Kellerwaldes	1: 50 000
Geologische Karte von Ostpreußen	1:300 000
Geologische Karte von Ostfriesland	1:100 000
Strukturkarte der Thüringer Mulde	1:100 000

5. Internationale Karten

Carte Géologique Internationale de l'Europe 1:1 500 000

a) Im Berichtsjahre sind erschienen bzw. ausgedruckt:

Blatt A IV Irland-West
„ B IV England
„ A V NW-Spanien
„ B V Frankreich

b) Im Grenz- bzw. Farbenandruck liegen vor:

— — —

c) In Druckvorbereitung:

Blatt A VI Sevilla
„ B VI Madrid
„ C VI Italien
„ D VI Balkan
„ A III Atlantik
„ B III Schottland
„ C III Süd-Norwegen
„ D III Estland

Carte Géologique Internationale de la Terre 1:5 000 000

a) Im Berichtsjahre sind erschienen bzw. ausgedruckt:

— — —

b) Im Andruck liegt vor:

Die topographische Grundlage des Blattes 56 Kamerun

c) In Druckvorbereitung:

Blatt 11 San Franzisko
Blatt 12 New York
Blatt 13 Cap Breton

6. Andere Veröffentlichungen

Es sind erschienen:

Jahrbuch für 1936, Bd. 57, 641 S. und 35 Taf.

Acht Abhandlungen (Heft 170, 176—179, 183—185) 891 S., 55 Taf.

Zwei Hefte des Archivs für Lagerstättenforschung (Heft 64 und 65) 250 S., 26 Taf.

Geologische Literatur Deutschlands für 1934 und 1935, 472 S.

Ferner im Verlag von W. Knapp, Halle a. S. die Lagerstättenchronik, 205 S.

Der Gesamtumfang der Veröffentlichungen beträgt 153½ Bogen und 116 Tafeln; davon sind 141 Bogen bei uns verlegt.

7. Hausdruckerei

a) Steindruck:

1. Vordrucke, Formulare usw.	95 Aufträge	mit 129	Platten
2. Karten, Tafeln usw.			
a) Schwarzdruck	14 Aufträge	mit 17	„
b) Farbendruck	9 Aufträge	mit 85	„
3. Sonstige Arbeiten	4 Aufträge	mit 32	„
	122 Aufträge	mit 263	„

b) Buchdruck:

1. Vordrucke, Formulare usw.	67	Aufträge
2. Etiketten für die Sammlung (52 644 Stück)	14	„
3. Einzelne Schilder	25	„
4. Ränder für die Meßtischblätter usw.	7	„
5. Titel, Ränder für Karten usw.	27	„
6. Propaganda (22 Seiten)	6	„
7. Werke pp. Erläuterungen		
Umschläge dazu (70 Seiten)	4	„
Verzeichnis der Veröffentlichungen (63 Seiten)	2	„
8. Verschiedenes (34 Seiten)	6	„
	158	„

Steindruck	122	Aufträge
Buchdruck	158	„
Zusammen	280	„

IV. Sammlungen

Die Sammlungen des Geologischen Landesmuseums erhielten reichen Zuwachs durch unsere kartierenden Geologen, durch Geschenke sowie durch Ankauf von Einzelstücken und kleineren Sammlungen. Die Durchordnung und Aufstellung der Bestände, sowohl der Schau- wie der Studiensammlung, wurde weiter gefördert, ebenso die wissenschaftliche Durcharbeitung des Materials. Neben den Beamten des Landesmuseums beteiligten sich auch auswärtige in- und ausländische Forscher an der Bearbeitung der Sammlung. Für eine größere Anzahl paläontologischer und biostratigraphischer Veröffentlichungen konnte das erforderliche Material bereitgestellt werden.

Aus unseren Beständen wurden auf Antrag zahlreiche Sammlungen für Schulen und Wanderausstellungen zusammengestellt. Der Besuch des Landesmuseums, namentlich auch durch ausländische Fachgenossen, war rege. Die Sammlungsbeamten übernahmen Führungen durch die Sammlungen, hielten Vorträge und erteilten zahlreiche wissenschaftliche Auskünfte.

Die Arbeiten im Museum für angewandte Geologie mußten wegen anderer dringlicher Dienstaufgaben im Berichtsjahr eingeschränkt werden. Einen wertvollen Zuwachs erhielt das Museum durch ein vom Deutschen Kalisyndikat geschenktes Modell eines Kalibergwerks. Der Besuch des Museums war rege, namentlich von Schulungsgruppen der verschiedensten Art. Im Winter wurden wie bisher volkstümliche Führungen veranstaltet.

Die Lagerstättensammlung vervollständigte ihren Bestand insbesondere an deutschen Mineralrohstoffen.

Die Kolonialsammlung wurde durch zahlreiche Neueingänge von Gesteinen und nutzbaren Mineralien aus unseren Kolonien bereichert. Die Kolonialschau im Lichthof des Gebäudes gibt eine lückenlose Übersicht über alle in den deutschen Kolonien vorkommenden nutzbaren Mineralien und Gesteine; geologische Karten, Schaubilder und kurze Erläuterungen erhöhen die Anschaulichkeit und erleichtern das Verständnis.

Die Geologisch-Technische Gesteinssammlung wurde durch zahlreiche Handstücke und durch angeschliffene Platten von Eruptivgesteinen weiter ausgebaut. Dabei handelte es sich meist um Gesteine aus Steinbrüchen, die für die „Deutsche Steinbruchskartei" untersucht werden. Die Sammlung diente weiter zur Beratung von Behörden, Fachverbänden, Firmen und Einzelpersonen.

In der Arbeitsgemeinschaft für Petrographie wurden besonders kristalline Schiefer der Sudeten und des Bayrischen Waldes untersucht, ferner die basaltischen und verwandten jungen Eruptivgesteine des Westerwaldes und paläozoische Sedimente des Sauerlandes.

Die paläobotanische Sammlung erhielt wertvolle Ergänzungen durch unsere Geologen und auch durch auswärtige Mitarbeiter. Die Benutzung der Sammlung durch deutsche und ausländische Forscher war rege. Paläobotanisch-stratigraphische Arbeiten wurden in Niederschlesien, im Ruhrkarbon und im Niederrheingebiet ausgeführt.

Eine Anzahl von Veröffentlichungen gingen aus der Sammlung hervor, teils wissenschaftliche, teils praktische Gegenstände betreffend. In der mitteldeutschen Braunkohle wurden in größerem Umfang pollenanalytische Arbeiten aufgenommen, die sich bei dem häufigen Mangel an anderen Fossilien in stratigraphisch-praktischen Fragen als unentbehrlich erwiesen haben.

Im Kohlenpetrographischen Laboratorium wurde die Untersuchung der Saarkohlen fortgesetzt. Mit der petrographischen Bearbeitung der Aachener Kohlen wurde begonnen. Ferner wurden grundlegende Versuche ausgeführt über die rasche und einwandfreie Unterscheidung von Asphaltit und Glanzkohlen. Für die Bestimmung des Inkohlungsgrades von Vitrit wurde ein neues Verfahren der lichtelektrischen Messung des Reflexionsvermögens erprobt. Eine Reihe von Kohlenproben und Kohlenstäuben wurde laufend untersucht.

Auf dem Gebiet der Vorgeschichte wurde auf Veranlassung verschiedener vorgeschichtlicher Stellen eine Anzahl von alt-steinzeitlichen Fundstellen begutachtet und zwar durch geologisch-stratigraphische, geschiebekundliche und z. T. auch durch pollenanalytische Untersuchungen.

Im Interesse des Naturschutzes wurden Auskünfte an die Reichsstelle für Naturschutz und an Provinzialstellen erteilt; außerdem waren wir an den Arbeiten des Märkischen Provinzialverbandes für Naturschutz beteiligt. An Ausstellungen wurde die Ausstellung „Schaffendes Volk" in Düsseldorf beschickt.

Die Bibliothek umfaßt rd. 126 000 Bände und 26 000 Karten. 500 Zeitschriften und Lieferungswerke werden laufend gehalten. Austauschverkehr wird mit rd. 400 Instituten und Gesellschaften des In- und Auslandes gepflegt.

Der Zuwachs im Jahre 1937 betrug 3000 Bände und 2000 Karten.

Die Handbibliothek des Lesesaales umfaßt rd. 1700 Bände. 200 Zeitschriften liegen ständig im Lesesaal aus. Die Benutzungsziffern der Bibliothek waren ungefähr die gleichen wie im Vorjahre, nämlich

Entleihungen von Büchern und Karten	33 000
Entleihungen für den Lesesaal	10 000
Lesesaalbesucher	6 000
Bestellungen aus anderen deutschen Bibliotheken	800

In der Vertriebsstelle wurden verkauft:

Karten 1:25 000	5984
Karten 1:200 000	884
Abhandlungen	1074
Archiv für Lagerstättenforschung	270
Jahrbücher	110
Sonderdrucke und sonstige Schriften	2494

Außerdem wurden an Behörden usw. zahlreiche Karten und sonstige Veröffentlichungen kostenlos abgegeben. Die Presse wurde unmittelbar oder über das Deutsche Nachrichten-Büro über unsere Tätigkeit und Veröffentlichungen in Kenntnis gesetzt.

Im Dienste der Volksbildung standen volkstümliche Vorträge, Führungen und Lehrausflüge. Sie erfreuten sich einer regen Beteiligung.

B. Praktische Arbeiten

I. Geologisch-technische Gutachten

Die außerordentliche Belebung der deutschen Wirtschaft durch den Vierjahresplan fand ihren Niederschlag in dem großen Umfang der praktisch-geologischen Arbeiten, die auf Grund unserer reichen Erfahrungen auf diesem Gebiet gefordert wurden.

Gegenüber dem Vorjahr erfuhr die Zahl der größeren amtlichen Gutachten eine Steigerung von rd. 50 v. H. Zahlenmäßig verteilen sich diese Gutachten wie folgt:

1. Nutzbare Lagerstätten	112
2. Wasserversorgungen, Wasserentziehungen und Wasserbau	180
3. Talsperren	28
4. Mineralquellen und Moore	31
5. Geologisch-technische Fragen	109
Insgesamt	460

Nicht einbegriffen in dieser Zusammenstellung sind die im Rahmen der Gemeinschaftsarbeit Bayerischer Wald abgegebenen Gutachten und die Berichte über Lagerstätten und Moore, ferner die verschiedenen gerichtlichen Gutachten und die zahlreichen wehrgeologischen Gutachten und Beratungen.

Das Bohrarchiv wurde von Behörden und Privaten in stetig steigendem Maße um Auskunft angegangen. Die Zahl derartiger Auskünfte belief sich im Berichtsjahr auf durchschnittlich 200 im Monat.

Auf die einzelnen Länder und Provinzen verteilte sich unsere gutachtliche Tätigkeit folgendermaßen:

In der Rheinprovinz wurden 19 Gutachten erstattet über Erzvorkommen, und zwar wurden im wesentlichen Eisenerz- sowie Blei- und Zinkerzlagerstätten begutachtet. Außerdem wurden 14 Gutachten abgegeben über Wasserversorgungen, darunter mehrere für militärische Anlagen, ferner für Talsperrenprojekte im Kreise Euskirchen und für den Staudamm des Madbachtales. In 13 Fällen wurden wir herangezogen zu geologisch-technischen Beratungen, und zwar im wesentlichen bei Reichsautobahnen, Bergrutschschäden in Kochem und Boppard sowie bei Burg an der Mosel, zur Untersuchung der Heilquellen in Bad Münster am Stein und zur Erweiterung des Schutzbezirkes der Thermalquellen des Bades Bertrich.

Unsere gutachtliche Tätigkeit im Saarland erstreckte sich im Rahmen karbon-geologischer Arbeiten u. a. auch auf die Tonsteine, deren Verwendungsfähigkeit für die keramische Industrie und für die Aluminiumgewinnung geprüft wird. Außerdem wurden Gutachten abgegeben für Wasserversorgungen und für geologisch-technische Fragen. Eine Karte der nutzbaren Steine und Erden im Saarland wurde bearbeitet. Die Felderinventur wurde ergänzt.

In der Provinz Westfalen und in den Ländern Lippe und Schaumburg-Lippe wurden 19 Gutachten abgegeben für nutzbare Lagerstätten, darunter 16 Gutachten für Erzlagerstätten, ferner für Phosphatlager im Sauerland, für Kalke und Mergel an der Porta und für Gips und Basaltvorkommen im Gebiet von Waldeck. In einer großen Anzahl von Fällen

wurden wir um Gutachten in Fragen der Wasserversorgung bzw. Wasserentziehung gebeten, und zwar wurden außer 33 schriftlichen Gutachten zahlreiche kürzere schriftliche Auskünfte, darunter auch für Arbeitsdienstlager erteilt. Außerdem wurden wir mit der Begutachtung einer Reihe von Talsperren, die zur Sicherstellung des gesteigerten Wasserbedarfs dienen sollen, beauftragt. So wurden Gutachten abgegeben für die Biggetalsperre, für die Untere Versetalsperre, für die Talsperrenplanungen im oberen Lippegebiet im Gebiet der Alme und Aa. Ferner wurde der Verbindungsstollen zwischen der Bever- und Neye-Talsperre untersucht. Begutachtet wurde des weiteren der Quellschutzbezirk für das Lörmecke-Wasserwerk bei Warstein, die Beeinflussung der Nammer Schwefelquellen durch die neue Eisenerzgrube der Ver. Stahlwerke bei Nammen und das Moor von Bad Hermannsborn bei Driburg. Von den zahlreichen geologisch-technischen Beratungen sind zu erwähnen die Gutachten über die Beeinflussung der Steinkohlenzechen Vereinigte Pörtingsiepen, Gottfried Wilhelm und Karl Funke durch den Baldeneystausee im Ruhrtal bei Essen, über die Bergschäden an der Eisenbahnstrecke Bochum nach Bochum-Rimke und über das Erdfallgelände nördlich der Ibbenbürener Bergplatte. Außerdem wurden viele wichtige Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüsse und solche bei Straßenbauarbeiten verfolgt.

Außerordentlich umfangreich waren unsere Arbeiten in der Provinz Hessen-Nassau. Für Erzgruben und andere nutzbare Gesteine wurden 17 Gutachten erstattet. Zur Frage der Wasserversorgung und in wenigen Fällen auch zur Wasserentziehung haben wir 23 Gutachten erstattet, darunter auch für den projektierten Stausee Ahausen. Außerdem hatten wir uns mit den Heilquellen der Bäder Soden und Ems und mit dem Mineralbrunnen Niederselters gutachtlich zu befassen. Für das Bad Homburg v. d. H. haben wir das Moor untersucht. Aus der Zahl der geologisch-technischen Beratungen sind hervorzuheben die Gutachten über die Bergrutsche am Kapellenberg bei Lorch, bei Laudenbach (Kr. Witzenhausen) und in der Gemarkung Marienberg, ferner die Endlaugenversenkung an der Werra.

Die durch den Braunkohlenbergbau sowie durch die Reichsautobahnen entstandenen Neuaufschlüsse wurden fortlaufend verfolgt.

In der Provinz Hannover wurden 13 Gutachten erstattet über nutzbare Lagerstätten, und zwar vorwiegend über Erzvorkommen. Die Zahl der Gutachten über Wasserversorgung und Wasserentziehung beläuft sich in der Provinz Hannover auf 33 große schriftliche Gutachten. Dazu kommt die Begutachtung der Bauarbeiten für die Gelmke-Sperre bei Goslar und für die geplante Ecker- und Oker-Talsperre. Unter den 15 geologisch-technischen Gutachten sind besonders hervorzuheben diejenigen über die Sicherheit der Erdoberfläche bei stillgelegten Kalibergwerken. Der Verfolgung von neuen Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen wurde besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

In der Provinz Schleswig-Holstein wurden sieben schriftliche Gutachten erstattet über Wasserversorgungen und Wasserentziehungen, und zwar sind von besonderem Interesse diejenigen für die Städtischen Wasserwerke von Schleswig und über den Wasserausbruch am Pastorat Ascheffel. Ferner wurde die Solquelle im Elisabeth-Bad zu Bad Schwartau untersucht. Für das Militärlazarett Westerland wurde ein Gutachten zur Beschaffung von Seetrinkwasser zu Kurzwecken abgegeben. Die Algesdorfer Quelle wurde gemessen und der Schutzbezirk für Bad Bramstedt begutachtet. Außer einigen

geologisch-technischen Beratungen für nutzbare Lagerstätten wurden zahlreiche Bohraufschlüsse für Brunnenanlagen und für eine Ausweichstelle am Kaiser-Wilhelm-Kanal begutachtet, außerdem verschiedene Neubaustrecken für Reichsautobahnen.

In der Provinz Sachsen und in Anhalt wurden besonders Braunkohlenvorkommen untersucht. 19 schriftliche Gutachten wurden erstattet über Wasserversorgungen und Wasserentziehungen, Wasserverleihung und über Versenkung von Abwässern, zum Teil gemeinsam mit der Preußischen Landesanstalt für Wasser-, Boden- und Lufthygiene. In vier Fällen wurde der Baugrund begutachtet für Kanal- bzw. Schleusenbauten. 25 Gutachten wurden über verschiedene geologisch-technische Fragen abgegeben. Fortlaufend wurden Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüsse, sowie solche bei Straßen-, Eisenbahn- und Kanalbauten verfolgt und die Ergebnisse in 13 Berichten niedergelegt. Mit der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena wurde im Stadtgebiet Eisleben ein Beobachtungsdienst für die dort häufig auftretenden Erderschütterungen eingerichtet.

Für das Land Thüringen liegt die gutachtliche Beratung im allgemeinen bei der Thüringischen Landesuntersuchung in Jena. Unsere praktische geologische Aufgabe erstreckte sich daher im wesentlichen auf die Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Reichsautobahn-Aufschlüssen; außerdem untersuchten wir die Moore von Bad Kloster Lausnitz und Bad Liebenstein.

In der Provinz Brandenburg wurden eine Reihe von Braunkohlenvorkommen und von Kieslagern begutachtet. 15 Gutachten wurden erstattet über Wasserversorgung und Schleusenbauten. Die Moore von Bad Freienwalde und Bad Saarow und Muskau wurden untersucht. 16 geologisch-technische Beratungen erstreckten sich auf Friedhofsanlagen, auf Straßenbaumaterial und vor allem auf Baugrundfragen, die mit der Neugestaltung der Reichshauptstadt zusammenhängen. Mehrere hundert Bohrprofile im Weichbilde Berlins wurden aufgenommen und alle wichtigen Neuaufschlüsse in der Provinz verfolgt.

In der Provinz Pommern wurden Braunkohlenvorkommen auf ihre Abbauwürdigkeit hin untersucht. 10 Gutachten wurden erstattet für Wasserversorgung und 6 Gutachten über andere geologisch-technische Fragen. Außerdem wurden zahlreiche Bohrungen, vor allem für den geplanten Hafen in Stolpmünde, untersucht.

In der Provinz Schlesien wurden 13 Gutachten über nutzbare Lagerstätten erstattet. 23 Gutachten bezogen sich auf Wasserversorgungen bzw. Wasserentziehungen und 6 Gutachten auf Anlage von Stauweihern und Staubecken zum Hochwasserschutz. Unter ihnen ist besonders zu erwähnen das große Staubecken im Weistritztal bei Berghof. Über Heilquellen und Moore wurden 7 Gutachten erstattet. Außerdem wurde eine Reihe geologisch-technischer Beratungen durchgeführt und viele wichtige Neuaufschlüsse, die durch den Bergbau, durch Bohrung oder Straßenbau entstanden sind, verfolgt.

In der Grenzmark Posen-Westpreußen war die gutachtliche Tätigkeit in dem letzten Jahr gering. Es wurde ein Braunkohlevorkommen in Annaberg bei Schloppe untersucht und außer wenigen Beratungen wurden im wesentlichen nur Bohrprofile gesammelt.

In der Provinz Ostpreußen wurden eine Reihe von Tonvorkommen für keramische Zwecke eingehend untersucht, außerdem erneut das Kreidevor-

kommen von Kalwe. Um die unhygienischen und unzureichenden Trinkwasserhältnisse in den Landkreisen Marienburg und Marienwerder zu beseitigen, sind auf Veranlassung der Regierung umfangreiche Untersuchungen von uns durchgeführt worden. Außer einer Reihe von Wasserversorgungen wurde die schwierige Wasserbeschaffung auf dem Truppenübungsplatz Stablack mit Erfolg begutachtet. Neben geologisch-technischen Beratungen, die sich auf Baugrundfragen und Bohrungen erstreckten, wurden alle Neuaufschlüsse fortlaufend verfolgt.

Die geologischen Untersuchungen im Bereich des Frischen Haffs wurden bis auf einen kleinen Rest zum Abschluß gebracht.

Außer den in dieser kurzen Übersicht genannten Arbeiten sind noch folgende zu erwähnen:

Im Rahmen der Gemeinschaftsarbeit Bayerischer Wald standen die praktischen Belange im Vordergrund. Die allgemeine Durchmusterung des Gebietes nach nutzbaren Lagerstätten wurde fortgeführt und bekannte Lagerstätten bezüglich ihrer Ausdehnung näher untersucht. Besondere Sorgfalt wurde auf die z. Z. nicht in Förderung stehenden Vorkommen im Interesse der Wiederaufnahme der Betriebe verwandt. Neben den Erzvorkommen wurden auch die industriell verwertbaren Steine und Erden auf ihre Verbreitung und Bauwürdigkeit hin untersucht.

In der im Auftrag des Generalinspektors für das deutsche Straßenwesen eingerichteten Deutschen Steinbruchkartei sind bisher 235 Brüche erfaßt worden. Die von uns durchgeführten geologischen Bruchbeschreibungen werden ergänzt durch die petrographische Untersuchung des Gesteins, die materialtechnische Prüfung durch die staatlichen Materialprüfungsämter und die betriebstechnische Beschreibung durch das Deutsche Forschungsinstitut für Steine und Erden in Köthen.

Gemeinsam mit der Preußischen Landesanstalt für Wasser-, Boden- und Lufthygiene wird mit Unterstützung des Deutschen Vereins von Gas- und Wasserfachmännern eine Reichswasserwerksstatistik aufgestellt, die den Zweck hat, karteimäßig jedes deutsche Wasserwerk nach seiner geologischen und chemischen Position und nach seinen wasserwirtschaftlichen Verhältnissen zu erfassen. Durch diese Kartei erfährt jedes deutsche Wasserwerk eine monographische Bearbeitung. Die Arbeiten haben in Schlesien begonnen und sind jetzt bis Schleswig-Holstein durchgeführt. Bisher sind rund 212 Wasserwerke bearbeitet.

Es wurden ferner gefördert die Untersuchungen über Staubbestimmung und die Arbeiten zum Zweck der Staublungenforschung für die Ausschüsse für Flußspatsilikose und den medizinischen und technischen Ausschuß für die Silikose im Bergbau. Ferner waren wir beteiligt an den Arbeiten der Forschungsgesellschaft für das deutsche Straßenwesen, des Deutschen Verbandes für Materialprüfung der Technik, des Normenausschusses, des deutschen Ausschusses für Baugrundforschung, der Deutschen Gesellschaft für Bauwesen und des Rohstoffausschusses der Deutschen Keramischen Gesellschaft. Die Arbeitsgemeinschaft mit der „Reichsanstalt für das Deutsche Bäderwesen" wurde weiter gepflegt.

Die Bearbeitung der Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands im Maßstab 1:200 000 wurde fortgesetzt, ebenso die Arbeiten für die Weltmontanstatistik, bei der mit der Bearbeitung der vierten Folge begonnen werden konnte.

Eine Reihe von Vorträgen und Exkursionen für Pionier-Offiziere und -Unteroffiziere, für Kartographen des Reichsamtes für Landesaufnahme, für Brunnenbauer, für Studenten usw. gaben Gelegenheit, die Hörer mit unserem Aufgabenkreis und insbesondere mit praktisch geologischen Fragen bekannt zu machen.

II. Erzlagerstätten

1. Eisenerze

Die Versorgung der deutschen Eisen- und Stahlindustrie mit heimischen Eisenerzen, eine der wichtigsten Aufgaben des Vierjahresplanes, bedingte im Berichtsjahr eine gesteigerte Schürf- und Bohrtätigkeit, woraus sich für uns mannigfache Aufgaben in bezug auf geologische Beratung und Begutachtung ergaben. Von den durchgeführten Untersuchungen seien, im Westen beginnend, nachstehend die wichtigsten aufgeführt.

In der Eifel wurde den an die Kalkmulden geknüpften Eisenerzlagerstätten besondere Aufmerksamkeit geschenkt, besonders dem verhältnismäßig regelmäßigen kalkreichen Roteisensteinlager an der Grenze von Unter- und Mitteldevon. Die Untersuchungen in der Sötenicher, der Rohrer und der Dollendorfer Mulde haben ergeben, daß zwar gewisse Vorräte vorhanden sind, daß aber der durchschnittliche Eisengehalt — etwa 15 % — einer wirtschaftlichen Gewinnung entgegensteht. Möglicherweise kommt dieses Material als Hüttenzuschlag in Frage.

Die manganhaltigen Brauneisensteine in den Kalken sind an sich höher zu bewerten, wegen des sehr unregelmäßigen Auftretens ist die Bauwürdigkeit für einen Großbetrieb aber zu bezweifeln. Das bekannte Vorkommen im Beuststollen müßte als durchgehendes Lager durch umfangreiche Aufschlüsse erst bestätigt werden.

Die an der Basis des Buntsandsteins in der Gegend von Kall nachgewiesenen manganhaltigen Brauneisensteine sind sehr unregelmäßig verbreitet und können mangels neuerer Aufschlüsse nicht endgültig beurteilt werden. Für einen Großbetrieb dürften sie nicht geeignet sein.

Im Lahn-Dillgebiet wurde die umfangreiche planmäßige Bohrtätigkeit maßgeblich beraten und die Aufschlüsse laufend bearbeitet. Die Ergebnisse sind, besonders im Dillgebiet, so günstig, daß weitere Felder für die Gewinnung vorbereitet werden. Erfreuliche Teilergebnisse brachten auch die Untersuchungen auf Roteisen bei Bonbaden, im Aartal, in der Gegend von Weilburg, auf Brauneisenstein im Westerwald. In anderen Fällen mußte zur Einstellung weiterer nutzloser Aufschlußarbeit geraten werden.

Im Bergischen Land und im Sauerland führten die Untersuchungen nicht zur Ermittlung neuer bauwürdiger Eisenerzvorkommen.

In Waldeck in der Umgebung von Adorf wurden die Untersuchungsarbeiten auf Roteisenstein laufend beraten. Von den bisher insgesamt niedergebrachten Bohrungen war etwa die Hälfte fündig.

Im Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebirge wurden die Kohleneisensteinflöze der Mager- und Fettkohlenschichten bearbeitet, wobei das geologische Vorkommen, die Vorräte, das Aushalten der Flöze und die weitere Erschließung geprüft wurden.

Im Mitteldeutschen Bezirk erstreckten sich die Untersuchungen auf die Jura- und Kreideerze.

a) Juraerze

Am Weser- und Wiehengebirge wurden die Eisenerzbohrungen laufend untersucht und begutachtet. Im Wesergebirge handelt es sich um die oolithischen Roteisensteine im Korallenoolith des Weißen Jura, die im Bereich des „Klippenflözes" auf längere Erstreckung aufgeschlossen wurden. Im Wiehengebirge ist das „Wittekindflöz" des Braunen Jura von der Porta bis Oberlübbe neu erschlossen und bereits in Angriff genommen worden.

Der durch Erdölbohrungen im Gebiet der „Braunschweiger Bucht" in erheblicher Tiefe nachgewiesene Erzhorizont des Korallenooliths des Weißen Jura war Gegenstand eingehender paläogeographischer und stratigraphisch-paläontologischer Untersuchungen, zu denen geophysikalische Messungen hinzukamen. Nach Erkenntnis der ungefähren Abgrenzung und der Teufe des Korallenooliths werden die auf das Lager angesetzten Erzbohrungen laufend untersucht.

Die am Kahlberg bei Echte auf die dortigen Liaserze niedergebrachten Bohrungen wurden eingehend untersucht und beraten. Die Umgrenzung des bauwürdigen Erzgebiets durch Bohrungen wurde weitgehend durchgeführt.

Weitere Liaserze wurden in der Helmstedter Scholle, bei Northeim und bei Markoldendorf untersucht.

b) Kreideerze

In Süd-Oldenburg, in der Gegend von Damme wurden die Bohrungen auf Feststellung des Eisenerzlagers der Unteren Kreide eingehend untersucht und beraten. Am Hils wurden Bohrpunkte zur Erschließung des Neokom-Eisensteinkonglomerats angesetzt.

Im nördlichen Harzvorland wurden zahlreiche Bohrungen und Schürfe sowie die Grubenaufschlüsse laufend verfolgt und bearbeitet. Aus den gewonnenen Erkenntnissen ergaben sich wertvolle Hinweise für weitere Aufschlußarbeiten. Besondere Bedeutung hatten Untersuchungen in der „Finkelkuhle" hinsichtlich des Charakters der Gaulttransgression. Untersuchungen im Raume Stederdorf-Peine-Ilsede galten der Verbreitung des Ilseder Horizontes in der Grabenzone, im Raume Lesse-Barbecke der Feststellung der westlichen Endigung des Ilseder Erzes.

Im Harz wurden die Neuaufschlüsse im Eisenerzbergbau regelmäßig befahren und begutachtet. Es handelt sich u. a. um die Vorkommen „Brauner Sumpf" und Büchenberg (Roteisenstein), Tilkerode II (Roter Glaskopf) und Pfaffenberg (Spateisenstein). Die Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen wurden mit Erfolg bei den weiteren Aufschlußarbeiten zugrunde gelegt.

In Pommern wurden nach vorbereitenden Begehungen zur Erkenntnis der eisenerzhöffigen Gebiete die ersten bei Klemmen, Köslin und Brendemühl angesetzten Bohrungen regelmäßig untersucht.

In der Provinz Schleswig-Holstein wurden verschiedene Eisenvorkommen des näheren untersucht. Weiter verfolgt wird das Vorkommen eines miozänen Sideritsandsteins von durchschnittlich 30% Fe. Das Auf-

treten oolithischer eisenhaltiger Geschiebe des Jura wurde in bezug auf den Ursprung dieser Gesteine begutachtet.

In Schlesien wurden im Kreuzberggebiet bei Seitenberg die Lagerungsverhältnisse und die Ausdehnung des dortigen Magnet- und Eisenglanzlagers geklärt.

In Oberschlesien wurden die Toneisenstein- und Eisensandsteinvorkommen des Oberen Keupers und Mittleren Juras in den Kreisen Kreuzburg, Rosenberg und Guttentag auf Grund neuerer Bohrungen und Schürfe laufend verfolgt. Gewissen Wert scheint das Eisensandsteinvorkommen bei Grunsruh zu haben.

Im Rahmen der „Gemeinschaftsarbeit Bayerischer Wald" wurden verschiedene Eisenerzvorkommen im Alten Gebirge und im Tertiär des Fichtelgebirges und des Oberpfälzer Waldes untersucht. Weiter verfolgt wird ein Spateisenvorkommen bei Arzberg.

Im Tertiärbecken von Mitterteich wurde mit Schürfen das Basalteisensteinlager nachgewiesen. Die Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen.

In der Frankenalb wurden paläogeographische Untersuchungen über die Verbreitung der oolithischen Eisenerze ausgeführt. Danach ist im eigentlichen Raum der Frankenalb nicht mit großen Flözmächtigkeiten zu rechnen.

2. Sonstige Erze

Kupfererze. Bei dem großen Kupferbedarf und der verhältnismäßig geringen Inlandserzeugung aus eigenen Erzen haben uns die Kupfererzlagerstätten besonders beschäftigt. Beim Mansfelder Kupferschieferbergbau wurde auf unsere Begutachtung hin die Abbauerlaubnis im Untergrund der Stadt Eisleben erweitert. Auf dem Rammelsberg bei Goslar wurden Aufschlüsse im Kupferkniest untersucht. Angeregt wurden Untersuchungsarbeiten bei Wrexen und Twiste in Waldeck. Erneut untersucht wurde die Lagerstätte von Stadtberge bei Niedermarsberg. Der im Entstehen begriffene umfangreiche Kupferschieferbergbau im Richelsdorfer Gebirge erforderte außer unserer geologischen Mitwirkung auch die Beratung bei Fragen der Wasserversorgung, der etwa zu befürchtenden Wasserentziehung und der Siedlung. Die Bohrungen im Richelsdorfer Gebiet und an anderen Stellen wurden von uns ausgewertet. Begutachtet wurde ferner die Kupfererzlagerstätte von Wallerfangen im Saarland.

Blei-Zink-Erze. Im Zusammenhang mit der Erschließung des bekannten Blei-Zink-Erzganges auf dem Steinkohlenbergwerk Auguste Viktoria bei Hüls wurden andere Erzfunde im Ruhrkarbon untersucht und Gesetzmäßigkeiten ihres Auftretens erforscht. Auch die Lagerstätte von Selbeck-Lintorf wurde erneut beurteilt. Weitere Vorkommen bei Winningen, Herbede, Warstein i. W. und Iserlohn wurden untersucht. Aufschlüsse in den Gruben Petrischlüssel bei Oberhees (Kreis Siegen), Merkur bei Ems, Mühlenbach bei Ahrenberg sowie in Oberschlesien wurden befahren und ausgewertet. Im Ostharz erfolgten umfangreiche Beratungen für die Wiedererschließung des Blei-Zinkerz-Bergbaues auf dem Neudorf-Straßburger Gangzuge. Schließlich erstreckte sich unsere Berichterstattung auch auf Lagerstätten in Kärnten und Tirol.

Golderze. Eingehend untersucht wurden Goldseifen bei Korbach und in dem Gebiet der Berginspektionen Bayreuth und Amberg. Angebliche Goldfunde an vielen anderen Stellen wurden aufgeklärt.

III. Geophysik

Im Rahmen der geophysikalischen Reichsaufnahme wurden von unserer Abteilung für Geophysik oder von beauftragten Behörden bzw. Firmen folgende geophysikalische Arbeiten ausgeführt:

A. Großraumuntersuchungen im norddeutschen Flachlande, im Oberrheintalgraben und im Alpenvorland mit dem Ziel, großtektonische Untergrundstrukturen aufzufinden und ihre Beziehungen zur Salzstockbildung und Erdölführung zu untersuchen. Im einzelnen wurden durchgeführt:

1. Schwermessungen

a) Weiträumige Pendelmessungen mit Hilfe des Geodätischen Instituts Potsdam in Süd- und Westdeutschland zur Schaffung eines Netzes I. Ordnung für absolute Schwerewerte und zur Revision älterer Pendelwerte.

b) Engmaschige Gravimetermessungen mit dem Thyssen-Gravimeter in Oldenburg, Braunschweig, Mecklenburg und in den Provinzen Westfalen, Hannover, Sachsen, Brandenburg, Pommern, Grenzmark Posen-Westpreußen und Niederschlesien, ferner in Baden, Hessen, der Bayerischen Pfalz, in Bayern und Württemberg. Mit dem Haalck'schen Gravimeter wurden Arbeiten in Mecklenburg, Pommern und Brandenburg ausgeführt. Bis auf einige Revisionen kann das norddeutsche Flachland, etwa nördlich des Breitengrades 52° 30′, und das Gebiet des Oberrheintalgrabens als vorläufig abgeschlossen gelten.

2. Magnetische Messungen

Übersichtsmessungen mit der Vertikalfeldwaage fanden in Teilen der Provinzen Westfalen, Brandenburg, Sachsen, Pommern und Ostpreußen, in Bayern und im badischen Oberrheintal statt. Die wissenschaftliche Bearbeitung des gewonnenen Meßmaterials wurde weitergeführt. Fertiggestellt wurden die Blätter 1:200 000: Salzwedel (74), Stendal (75), Braunschweig (87), Magdeburg (88). Von den Blättern Mainz (150), Darmstadt (151), Landau (160), Karlsruhe (161), Straßburg (169), Stuttgart (170), Offenburg (177), Sigmaringen (178) und Freiburg (185) wurde der vermessene Anteil (Oberrheintalgebiet) 1:200 000 bearbeitet.

B. Strukturfeststellungen durch Drehwaage- und seismische Messungen wurden zur Auffindung und Umgrenzung von Salzstöcken und anderen verdeckten Untergrundstrukturen von erdölgeologischer Bedeutung in Norddeutschland und im Oberrheintal vorgenommen.

1. Drehwaageuntersuchungen

Das Hauptgewicht der Arbeiten lag im mittleren Norddeutschland, in größeren Gebieten der Provinzen Sachsen, Hannover, Mecklenburg und Brandenburg. Die Untersuchungen erstreckten sich auf die Begrenzung einiger bekannter, in der Hauptsache aber auf die Aufsuchung neuer Salzstrukturen.

Das Ergebnis ist sehr befriedigend; es wurde eine große Anzahl von Salzstrukturen aufgefunden und zum Teil bereits begrenzt. Die Messungen im Oberrheintalgraben (Oberpfalz und Hessen) wurden im Sommer des Berichtsjahres zu einem vorläufigen Abschluß gebracht. Anfang 1938 begannen mit einem Drehwaagetrupp Untersuchungen in der Grenzmark Posen-Westpreußen und in Pommern.

2. Seismische Untersuchungen

wurden in unserem Auftrag und unter unserer Kontrolle durch die Seismos G. m. b. H. in Schleswig-Holstein, in Nordwest- und West-Hannover, in Mecklenburg, Brandenburg, Pommern und Grenzmark Posen-Westpreußen ausgeführt. Es wurden insgesamt 7000 Seismogramme von rund 2000 Schüssen aufgenommen und zahlreiche erdölgeologisch wichtige Strukturen aufgefunden.

C. Einzeluntersuchungen.

1. Magnetische Spezialmessungen

wurden in größerer Anzahl durchgeführt.

Es wurden untersucht: Im Rheinland die Magnetitlagerstätten im Vordevon bei Ippenschied, Winterburg, Spall und Argenschwang; in der bayerischen Ostmark versuchsweise die Gebiete der Kieslagerstätten von Kranzberg, Dachsberg und der Schmelz bei Lam; im bayerischen Wald das Gebiet der Serpentine und der Amphibolite des Hohen Bogens, das Gebiet der Serpentine von Ebendorf, die Spateisenlagerstätten von Arzberg und die Thuringitlagerstätten von Mammersreuth. Eine eingehendere Bearbeitung der Umgebung der Kieslagerstätte von Pfaffenreuth führte zur Auffindung eines neuen Lagers. In Thüringen wurden Spezialmessungen in der Umgebung der Magnetitlagerstätte „Schwarzer Krux" und Versuchsmessungen zur Erforschung der Thuringit- und Chamositlagerstätten der weiteren Umgebung von Schmiedefeld ausgeführt. In Schlesien wurden genaue erdmagnetische Untersuchungen der Magnetitlagerstätte am Kreuzberg bei Seitenberg (Grafschaft Glatz) und auf den Grubenfeldern der Bergfreiheitgrube von Schmiedeberg im Riesengebirge durchgeführt. In Baden diente die Vermessung einiger Profile bei Buggingen dazu, Anhaltspunkte für die unterirdische Verbreitung der dortigen Basalte zu gewinnen.

In Spanien wurden durch umfangreiche geologische und magnetische Aufnahmen eine Reihe bedeutender Eisenerzvorkommen (Magnetite) untersucht und ihre Begrenzungen festgelegt.

2. Geoelektrische Untersuchungen

wurden ausgeführt im Rheinland auf einem Kupfer- und einem Fahlerzgang bei Antweiler, in Westfalen bei Nieder-Fischbach, in Hannover auf der Grube Bergmannssegen, in Schlesien im Bereich der Arsenerzvorkommen bei Reichenstein, in Hessen bei Frohnhausen und in Baden an der Galmeilagerstätte bei Wiesloch. In Bayern wurden die Kupfererzgang-Untersuchungen bei Kupferberg in Oberfranken zum Abschluß gebracht, die Untersuchungen der Kieslager und Gänge bei Lam im Bayer. Wald begonnen und ein größeres Neufeld auf Erzgänge bei Sparneck im Fichtelgebirge untersucht.

3. Radioaktive Messungen,

kombiniert mit elektrischen Spezialuntersuchungen, fanden statt in Schlesien zur Aufsuchung von Randspalten am Eulengebirge und der Quellspalten von Bad Warmbrunn, ferner in Bayern zur Aufsuchung von Quellspalten bei Bad Tölz und Bad Steben in Oberfranken.

Die Auswertung aller dieser Untersuchungen wurde unterstützt durch systematische Untersuchungen zur Bestimmung des Elastizitätsmoduls sedimentärer Gesteine, ihrer Porosität, ihrer Raumgewichte und ihrer spezifischen Gewichte im Laboratorium für Geophysik.

IV. Erdölgeologie

Die Tätigkeit des Instituts für Erdölgeologie und seiner Zweigstelle in Hannover war im Berichtsjahr wiederum sehr umfangreich. Sie erstreckte sich im Rahmen des Reichsbohrprogramms auf die laufende Bearbeitung und Beratung sämtlicher Erdölbohrungen in Norddeutschland, im Rheintalgraben und in Oberbayern. Eine in der Grenzmark angesetzte Bohrung kann nach dem Ergebnis nur als Pionierbohrung gewertet werden.

Bei der stratigraphischen Bearbeitung und Auswertung der Bohrungen erwies sich die Mitwirkung unserer Untersuchungsstelle für Mikropaläontologie als recht wertvoll. Zur Förderung aller mikropaläontologischen Arbeiten fanden regelmäßige Austauschsitzungen der beteiligten Stellen statt. Unabhängig hiervon fanden die monatlichen Austauschsitzungen in Hannover statt, wo die Erfahrungen der Erdölfirmen durch unsere Vermittelung in vertrauensvoller Zusammenarbeit ausgetauscht werden. Am Austausch beteiligte sich auch in gewissem Umfang die Eisenerzindustrie.

Bei der Planung neuer Bohrvorhaben, namentlich über den derzeitigen Rahmen hinaus, fand eine rege Zusammenarbeit mit unserer geophysikalischen Abteilung statt, die recht befriedigende Ergebnisse zeitigte.

V. Bodenkunde

Im Auftrage des Landesplanungsverbandes Saarpfalz wurde auch die Bodenkartierung der Rheinpfalz in Angriff genommen und folgende Meßtischblätter fertiggestellt:

Grünstadt-West,
Grünstadt-Ost,
Bockenheim,
Dürkheim-Ost,
Frankenthal,
Ludwigshafen.

Für die Landesplanungsgemeinschaft Brandenburg wurde eine bodenkundliche Übersichtskarte im Maßstab 1:100 000 hergestellt und die Bodenkartierung im Havel- und Rhinluch im Maßstab 1:25 000 abgeschlossen.

Bodenkarten in größeren Maßstäben für Siedlungszwecke wurden angefertigt für die Stadtverwaltungen:

Osnabrück,
Detmold,
Lage,
Stralsund.

Für die Heimstättengesellschaften wurden wie in den Vorjahren laufend bodenkundliche Beratungen durchgeführt.

Von folgenden geologischen Karten wurden bodenkundliche Übersichtskarten im Maßstab 1:100 000 hergestellt:

Rheinprovinz:	Rötgen, Nideggen, Zülpich, Königswinter, Siegburg, Wahlscheid.
Westfalen:	Marl, Recklinghausen, Dorsten.
Hannover:	Salzgitter, Ringelheim, Bad Lauterberg, Riefensbeek.
Thüringen:	Königsee, Ilmenau, Großbreitenbach, Unterneubrunn.
Schleswig-Holstein:	Lübeck, Hamberge, Kurau, Schwartau, Travemünde, Wobbenbüll, Hattstedt, Viöl, Jübek.
Brandenburg:	Kremmen, Oranienburg, Nauen, Marwitz.

Im bodenkundlichen Laboratorium wurden für die Landesfinanzämter 10 030 Untersuchungen an 3380 eingesandten Bodenproben ausgeführt.

Im Zeichenbüro wurden 368 Bodenkarten in verschiedenen Maßstäben und Farben gezeichnet.

VI. Chemische Abteilung

Die Anträge auf Untersuchung geologischer und bergbaulicher Rohstoffe sind gegenüber dem Vorjahr fast auf das Doppelte gestiegen. Während im Vorjahr 136 Anträge mit 631 Proben vorlagen, wurden im Berichtsjahr auf Grund von 246 Anträgen 1150 Proben untersucht. Besonders stark

war die Inanspruchnahme durch die Untersuchung von in- und ausländischen Erzen. Deshalb mußte auch die systematische Durchmusterung der deutschen Erzlagerstätten auf nutzbare Stoffe und die Gesteinsanalyse im Berichtsjahr eingeschränkt werden. Auf dem Gebiete der Wasseruntersuchungen wurden u. a. Analysen einiger Heilquellen ausgeführt und eine Reihe von Wässern wurde auf ihre Angriffsfähigkeit für Beton und für Kabel geprüft. In Zusammenarbeit mit der Reichsanstalt für das deutsche Bäderwesen und mit dem Reichsfremdenverkehrsverband wurden Grundlagen für die Durchforschung der deutschen Heilquellen geschaffen. Ferner wurden Richtlinien für die einheitliche Durchführung der Gesamtanalysen („Große Bäderanalyse") geschaffen. Die Arbeiten auf dem Gebiete der Moor- und Schlammforschung wurden soweit fortgeführt, daß zur Zeit Gutachten für 60 deutsche Bäder vorliegen. Auf bodenkundlichem Gebiete wurden u. a. im Interesse öffentlicher Bauvorhaben die Beton- und Kabelschädlichkeit des Bodens geprüft, Untersuchungen über die technische Verwendbarkeit von Erden durchgeführt und geologisch und landwirtschaftlich wichtige Fragen der Bodenchemie bearbeitet. Im bodenphysikalischen Laboratorium wurden wie bisher in Ergänzung geologischer Vorarbeiten die zur Begutachtung von Böden als Rohstoffe für Erdbauten und als Baugrund erforderlichen Unterlagen geschaffen. Die systematische Untersuchung deutscher Erdöle nahm ihren Fortgang. Verschiedene Erdgasquellen, in denen Helium vermutet wurde, wurden untersucht.

II. Arbeitsplan

für das Jahr 1938

II. Arbeitsplan

für das Jahr 1939

Bei der Aufstellung des Arbeitsplanes für 1938 dienen die sich aus dem Vierjahresplan ergebenden Aufgaben als Grundlage. Bei der geologischen Kartenaufnahme (die infolge dringlicher praktischer Arbeiten und des Fehlens der erforderlichen Kräfte eingeschränkt wird) sind unsere Kohlen-, Erz- und Erdölreviere besonders berücksichtigt worden. Daneben erfolgen Sonderuntersuchungen für die Erschließung höffiger wie auch für die Verfolgung bereits im Aufschluß oder in der Förderung stehender Lagerstätten. Durch den Ausbau der in Verbindung mit der geologischen Aufnahme erfolgenden bodenkundlichen Bearbeitung wird die Kartenaufnahme der Land- und Forstwirtschaft nutzbar gemacht.

Die geophysikalischen Untersuchungen zur Erkenntnis des tieferen Untergrundes werden mit allen zur Verfügung stehenden Kräften fortgesetzt.

Geologische Übersichtsaufnahmen werden in verstärktem Umfange durchgeführt. Sie haben in Verbindung mit bodenkundlichen Aufnahmen Bedeutung für die Raumordnung, die Landesplanung, die Siedlungsgesellschaften und die Landesverteidigung. Für die Siedlungs- und Heimstätten-Gesellschaften werden außerdem bodenkundliche Sonderaufnahmen in größeren Maßstäben hergestellt.

Aufgaben von zunehmendem Umfange erwachsen bei der Vorbereitung und Ausführung von Bauten aller Art, wie bei den Reichsautobahnen und Wasserstraßen, bei Wasserversorgungen, Stauanlagen und Anlagen für die Landesverteidigung.

Die gemeinsam mit der Geologischen Landesuntersuchung von Bayern durchgeführten Arbeiten im Fichtelgebirge, im Oberpfälzer und Bayerischen Wald werden unter besonderer Berücksichtigung der nutzbaren Lagerstätten fortgesetzt.

Aufnahmen und geologische Sonderaufgaben

1. Rheinprovinz

Leitende Gesichtspunkte

Verfolgung der bergbaulichen Aufschlüsse in den Steinkohlen- und Braunkohlengebieten. Untersuchung der Eisenerzvorkommen in der Eifel und im Hunsrück, des Erzbezirkes von Mechernich und der Blei-Zinkerz-Vorkommen. Beratung der Steinindustrie in der Vulkanischen Eifel. Laufende Beratung bei den Talsperrenbauten in der Nord-Eifel und im Bergischen Lande und Untersuchung der Aufschlüsse, Beratung bei der Wasserversorgung, Fragen der Landesverteidigung. Bodenkundliche Aufnahmen für die Landwirtschaft.

a) Aufnahmen 1:25000

Niederrheinischer Braunkohlenbezirk: Bezirksgeologe Ahrens verwendet vier Wochen auf die Revision der Blätter Weveling-hoven (4805), Grevenbroich (4905) und Bergheim (5005) für die zweite Auflage.

Eifel: Landesgeologe Schmidt schließt das Blatt Blankenheim (5505) ab und beginnt das Blatt Aremberg (5506).

Abteilungsdirektor Wunstorf schließt auf dem Blatt Mechernich (5405) das Unterdevon ab, Bezirksgeologe Schröder führt auf demselben Blatt eine Revision der Trias durch.

Bezirksgeologe Ahrens setzt auf den Blättern Gerolstein (5705) und Hillesheim (5706) die Aufnahme der Trias, des Tertiärs und der vulkanischen Bildungen fort.

Hunsrück: Bezirksgeologe Quiring schließt das Blatt Dommershausen (5810) ab und verwendet vier Wochen auf die Aufnahme des Oberkoblenz auf dem Blatt Castellaun (5910). Geologe Kutscher setzt auf dem Blatt Castellaun die Arbeiten des verstorbenen Landesgeologen Fuchs im Bereich des Hunsrückschiefers fort.

Nahe-Gebiet: Bezirksgeologe Behrend schließt Blatt Baumholder (3498) ab und beginnt Blatt Grumbach (3499).

Bergisches Land: Mitarbeiter Schriel setzt die Aufnahme des Blattes Wiehl (5011) fort.

Wiss. Angest. Mückenhausen führt die bodenkundliche Aufnahme der Blätter Overath (5009) und Engelskirchen (5010) aus.

b) Sonderaufgaben

In enger Verbindung mit den Aufnahmearbeiten werden die Lagerstätten der Aufnahmegebiete untersucht.

Abteilungsdirektor Wunstorf, Landesgeologe Gothan und Geologe Hartung verfolgen die Aufschlüsse der Steinkohlengebiete von Aachen, Erkelenz und am Niederrhein. Bezirksgeologe Ahrens verfolgt die Aufschlüsse des Braunkohlengebietes und des Tertiärs am Niederrhein. Abteilungsdirektor Wunstorf und Geologe Beyenburg bearbeiten die Tiefbohrkarten des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes.

Landesgeologe Schmidt untersucht die Eisenerzlagerstätten der Eifelkalk-Mulden. Bezirksgeologe Ahrens untersucht in der Eifel die Eisenerze des Hunsrück-Typus. Bezirksgeologe Behrend verfolgt die Aufschlüsse des linksrheinischen Blei- und Zink-Bergbaues.

Bezirksgeologe Paeckelmann untersucht die Erzlagerstätten des Bergischen Landes.

Abteilungsdirektor Wunstorf führt die Beratung bei den Talsperrenbauten in der Nordeifel aus und untersucht die Aufschlüsse, Bezirksgeologe Paeckelmann desgl. bei den Talsperrenbauten des Bergischen Landes.

Die Untersuchung der Neubauaufschlüsse und die etwa erforderliche Beratung beim Bau der Reichsautobahn erfolgen in der Eifel durch Landesgeologen Schmidt, Bezirksgeologen Ahrens und Quiring, im Bergischen Lande durch Bezirksgeologen Paeckelmann und im Westerwald durch Bezirksgeologen Ahrens.

Abteilungsleiter Kohl bearbeitet die Neuauflage der Blätter Aachen und Erkelenz der Karte der Nutzbaren Lagerstätten Deutschlands im Maßstab 1:200 000 für die 3. Auflage.

2. Saarland

Leitende Gesichtspunkte: Verfolgung der Aufschlüsse im Steinkohlenbergbau und Beratung der Saargrubenverwaltung. Untersuchung der Eisenerzvorkommen. Beratung der Steinindustrie. Fragen der Landesverteidigung.

a) Aufnahmen 1:25 000

Bezirksgeologe Quiring verwendet einen Monat auf die Aufnahme des Blattes Ludweiler (6706) und geht dann auf das Blatt Illingen (6608) über. Bezirksgeologe Schröder schließt das Blatt Ottweiler (6508) ab und geht auf das Blatt Nohfelden (6408) über. Er nimmt außerdem mit Unterstützung eines Assistenten die mesozoischen Anteile der Blätter Saarlautern (6606) und Reimsbach (6506) auf.

b) Sonderaufgaben

In Verbindung mit den Aufnahmearbeiten werden die Lagerstätten des Aufnahmegebietes untersucht.

An der Untersuchung der Aufschlüsse des Steinkohlenbergbaues beteiligt sich Wiss. Angest. Bode.

Landesgeologe Gothan setzt die paläobotanischen Arbeiten im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes fort.

Bezirksgeologe Schröder verfolgt die Aufschlüsse des Saar-Rhein-Kanals.

3. Hohenzollern

Nichts

4. Provinz Westfalen, Länder Lippe und Schaumburg-Lippe

Leitende Gesichtspunkte: Verfolgung der Bergbau-Aufschlüsse im Ruhrkohlengebiet und im Siegerland. Untersuchung der Eisenerzvorkommen und der anderen Lagerstätten im Sauerland und in den Randgebieten des Schiefergebirges. Beratung bei Talsperrenbauten. Untersuchung von Lagerstätten im Flachland. Beratung bei Wasserversorgungen. Bodenkundliche Aufnahmen im Interesse der Landwirtschaft.

a) Aufnahmen 1:25 000

Ruhrgebiet: Geologe Mempel schließt die Neuaufnahme des Blattes Hörde (4611) ab, wobei er für sechs Wochen durch Bergassessor Schnier unterstützt wird. Wiss. Angest. Bode beginnt die Neuaufnahme des Blattes Kamen (4411).

Sauerland: Bezirksgeologe Paeckelmann schließt das Blatt Eslohe (4715) ab. Bezirksgeologe Udluft setzt die Aufnahme des Blattes Girkhausen (4816) und Geologe Beyer die des Blattes Schmallenberg (4815) fort.

Geologe Richter schließt das Blatt Hirschberg (4515) ab und beginnt das Blatt Meschede (4615).

Münstersche Bucht: Wiss. Angest. Mückenhausen nimmt die Blätter Waltrop (4310), Lünen (4311) und Hamm (4312) bodenkundlich auf.

b) Sonderaufgaben

In Verbindung mit den Aufnahmearbeiten werden die Lagerstätten des Aufnahmegebietes untersucht.

Geologe Mempel und Wiss. Angest. Bode verfolgen die Bergbau-Aufschlüsse im Ruhrgebiet. An den paläobotanischen Arbeiten beteiligen sich Landesgeologe Gothan und Geologe Hartung.

Geologe Mempel verfolgt die Aufschlüsse der Blei-Zink-Erze des Ruhrgebietes, Wiss. Angest. Bode diejenigen der Kohleneisensteine.

Bezirksgeologe Paeckelmann untersucht mit Unterstützung durch Geologen Richter die Erzlagerstätten des Sauerlandes. Geologe Richter verwendet eine Woche auf die Sonderaufnahme des Hillenberges bei Warstein als Vorarbeit für Eisensteinschürfungen. Bezirksgeologe Quiring untersucht die Neuaufschlüsse im Siegerländer Eisenstein-Bergbau. Landesgeologe Grupe verfolgt die Eisenerzaufschlüsse im Wesergebirge und gemeinsam mit Bezirksgeologen Dienemann diejenigen des Wiehengebirges.

Bezirksgeologe Behrend verfolgt die Aufschlußarbeiten des Strontianit-Bergbaues im Münsterland.

Bezirksgeologe Paeckelmann wirkt beratend mit bei den Talsperrenbauten und untersucht die Aufschlüsse; Geologe Beyenburg verfolgt die Aufschlüsse des Dortmund-Ems-Kanals.

Die Neuaufschlüsse beim Bau der Reichsautobahnen werden von Landesgeologen Grupe, Bezirksgeologen Dienemann und Geologen Beyenburg untersucht.

5. Provinz Hessen-Nassau

Leitende Gesichtspunkte: Untersuchung der Aufschlüsse im Eisenerzbergbau der Lahn- und Dill-Mulde. Verfolgung der Eisenerzvorkommen im Kellerwald, im Tertiär Niederhessens und im Liasgraben von Volkmarsen. Bearbeitung der Bohrungen auf Kupferschiefer im Richelsdorfer Bezirk und Kartierung zur Erschließung der Kupfer-höffigen Gebiete. Fragen der Wasserversorgung.

a) Aufnahmen 1:25 000

Lahn-Dill-Mulde: Bezirksgeologe Michels schließt Blatt Limburg (5614) ab und setzt die Aufnahme des Blattes Schaumburg (5615) fort. Unter seiner Leitung beginnen Bergassessor Zimmermann und Assistent Niedermayer das Blatt Villmar (5615).

Kellerwald und Nachbargebiete: Bezirksgeologe Dahlgrün schließt Blatt Wildungen (4820) ab und beginnt mit Geologen Hartung die Aufnahme des Kulms auf den Blättern Waldeck (4720) und Fürstenberg (4819). Landesgeologe Grupe schließt mit Unterstützung der Assistenten Quitzow und Karrenberg die Trias auf dem Blatt Waldeck ab und setzt die Aufnahme derselben Schichten auf den Blättern Naumburg (4721), Korbach (4719) und Arolsen (4620) fort. Mitarbeiter Blanckenhorn verwendet vier Wochen auf den Abschluß des Blattes Fritzlar (4821).

Lias-Graben von Volkmarsen: Bezirksgeologe Burre schließt die Aufnahme des Blattes Warburg (4520) ab.

Gebiet des Richelsdorfer Gebirges: Mitarbeiter Schriel schließt die Aufnahme des Zechsteins auf Blatt Sontra (4925) ab und setzt die Aufnahme der gleichen Formation auf Blatt Hönebach (5025) fort. Bezirksgeologe Dienemann schließt die Aufnahme des Buntsandsteins auf Blatt Hönebach ab. Geologe Richter beginnt mit der Aufnahme des Blattes Herleshausen (4926).

b) Sonderaufgaben

In Verbindung mit der Aufnahme werden die Lagerstätten des Gebietes bearbeitet.

Die Belange des Eisenerzbergbaues im Lahn-Dill-Bezirk werden durch die Bezirksgeologen Kegel und Michels sowie durch Bergassessor Zimmermann wahrgenommen.

Bezirksgeologe Ahrens verfolgt die Aufschlüsse des Braunkohlenbergbaues Niederhessens.

Landesgeologe Grupe untersucht die Aufschlüsse der tertiären Eisenerze.

Geologe Richter untersucht die Bohraufschlüsse im Richelsdorfer Kupferschiefergebiet. Landesgeologe Grupe beteiligt sich an der Untersuchung der Kupfererzvorkommen in der Frankenberger Bucht für die eventuelle Wiederaufnahme des Bergbaues.

Die Neubauaufschlüsse an den Reichsautobahnen werden von Landesgeologen Grupe und den Bezirksgeologen Dienemann und Michels verfolgt.

6. Provinz Hannover, Länder Braunschweig, Oldenburg und Bremen

Leitende Gesichtspunkte: Kartierung unter Berücksichtigung der Arbeiten für die Erdölerschließung. Untersuchung und Bearbeitung der Eisenerzvorkommen und diesbezüglichen Bohrungen. Bearbeitung der Fragen der Küstenhebung und -senkung für die Küstenverteidigung und die Landgewinnung. Fragen der Wasserversorgung. Übersichtsaufnahmen für die Zwecke der Landesplanung. Aufnahme von bodenkundlichen Karten im Interesse der Landwirtschaft.

Auf Antrag des Oberpräsidenten und der Parteistellen Aufnahme in verstärktem Umfange.

a) Aufnahmen 1:25 000

Nordhannover: Bezirksgeologe Dienemann führt eine Schlußbegehung auf dem Blatt Bederkesa (2319) für die Drucklegung aus. Mitarbeiter Schucht führt eine Schlußbegehung auf dem Blatt Soltau (3025) aus und schließt das Blatt Munster (3026) ab. Mitarbeiter v. Hoyningen-Huene nimmt die Blätter Bederkesa (s. o.), Köhlen (2419), Ebersdorf (2420) und Bremervörde (2520) bodenkundlich auf. Geologe Beschoren schließt die Blätter Hannover (3624) und Pattensen (3724) ab.

Ostfriesland: Mitarbeiter Wildvang beginnt mit der Aufnahme des Blattes Papenburg (2910). Wiss. Angest. Ihnen nimmt die Blätter Bentheim (3608), Schüttorf (3609), Glanerbrücke (3707), Gronau (3708) und Ochtrup (3709) bodenkundlich auf.

Osthannover und Braunschweig: Bezirksgeologe Woldstedt führt eine Schlußbegehung auf den Blättern Ehra (3430), Steimke (3431) und Öbisfelde (3331) für die Drucklegung aus.

Südhannover und Braunschweig: Chemiker Pfeffer nimmt die Blätter Seesen (4127), Clausthal-Zellerfeld (4128), Osterode (4227) und Lutter a. B. (4027) bodenkundlich auf.

b) Übersichtsaufnahmen 1:200 000

Bezirksgeologe Dienemann schließt das Blatt Nienburg ab durch Übersichtsaufnahmen auf den Blättern 1:25 000 Thedinghausen (3020), Verden (3021), Vilsen (3119), Hoya (3120), Dörverden (3121), Bücken (3220) und Eystrup (3221).

Bezirksgeologe Woldstedt schließt das Blatt Celle ab durch Übersichtsaufnahmen auf den Blättern 1:25 000 Bendingbosten (3022), Visselhövede (3023) und Dorfmark (3024).

c) Sonderaufgaben

In Verbindung mit den Aufnahmearbeiten werden die Lagerstätten der Aufnahmegebiete untersucht.

Bezirksgeologe Dienemann untersucht ein Kieselgur-Lager am Dümmer.

Bezirksgeologe Dahlgrün untersucht Bergbau- und Bohraufschlüsse im Harz und Harzvorland. Bezirksgeologe Seitz setzt die stratigraphischen Untersuchungen in der Unteren Kreide des Salzgitterer Höhenzuges fort unter besonderer Berücksichtigung der Bohrungen und Aufschlüsse in den Eisenerzgruben.

Landesgeologe Grupe untersucht die Eisenerzvorkommen am Hils und seiner Umgebung.

Bergrat Fulda bearbeitet den bergbaulichen Teil der Erläuterungen zu Blatt Wunstorf (3522).

Bezirksgeologe Dienemann verfolgt die Aufschlüsse bei der Kanalisierung der mittleren Weser, Bezirksgeologe Woldstedt diejenigen am Stichkanal Braunschweig—Bleckenstedt.

Bezirksgeologe Dahlgrün führt die Beratung bei den Talsperrenbauten im Harz weiter und untersucht die Aufschlüsse.

Bezirksgeologe Dienemann wirkt mit bei der Auswertung der vorgeschichtlichen Funde im Bereiche der Blätter Diepholz (3316), Damme (3415), Lembruch (3416), Hunteburg (3515) und Lemförde (3516).

Die Neubau-Aufschlüsse an den Reichsautobahnen werden von Landesgeologen Grupe und Bezirksgeologen Dienemann verfolgt.

Bezirksgeologe Dienemann berät laufend die Regierung Osnabrück bei der Erkundung der Wasserverhältnisse im Ems-Land.

7. Provinz Schleswig-Holstein

Leitende Gesichtspunkte: Untersuchungen im Interesse der Landesverteidigung, der Landgewinnung, der Wasserwirtschaft und der Landwirtschaft. Untersuchung auf Vorkommen von Eisenerzen. Besondere Berücksichtigung der Frage der Küstenhebung und -senkung.

Der Oberpräsident hat um verschärften Einsatz von Geologen gebeten.

a) Aufnahmen 1:25 000

Bezirksgeologe Dietz schließt die Blätter List (0916), Westerland (1015) und Kampen (1016) ab, führt die Aufnahme des Blattes Morsum (1116) aus und beginnt das Blatt Rantum (1115). Geologe Heck schließt die Blätter Hütten (1524) und Eckernförde (1525) ab und geht auf die Blätter Dänischenhagen (1526) und Barsbek (1527) über. Geologe Heck wird außerdem eine Kartierung der Umgebung des vorgeschichtlichen Grabungsgebietes Haithabu auf dem Blatt Kropp (1523) ausführen. Wiss. Angest. Ihnen nimmt die Blätter Schleswig (1423), Brodersby (1424), Sieseby (1425) und Dorotheental (1426) bodenkundlich auf.

Mitarbeiter Range setzt die Aufnahme des Blattes Bargteheide (2227) fort.

b) Übersichtsaufnahmen

Auf Anregung des Oberpräsidenten wird die Aufnahme eines Blattes 1:100 000 zu wasserwirtschaftlichen Zwecken in Aussicht genommen. Die Aufnahme wird Geologe Heck ausführen. Einzelheiten werden noch festgesetzt.

c) Sonderaufgaben

Geologe Heck führt eine zehntägige Begehung des Küstengebietes zwischen Grossenbrode und der Reichsgrenze aus zur Feststellung junger Hebungslinien.

Geologe Heck verfolgt die beim Bau der Reichsautobahnen entstehenden Aufschlüsse.

Geologe Heck verfolgt sämtliche Wasserbohrungen und Brunnenaufschlüsse der Provinz in Verbindung mit der Regierung und der Landesbrandkasse zur Erzielung einer einheitlichen Übersicht über die Grundwasserverhältnisse.

Topograph Otto lotet die Seen auf den Blättern Hütten und Eckernförde aus.

8. Provinz Sachsen und Land Anhalt

Leitende Gesichtspunkte: Aufnahmen im Interesse des Niederlausitzer Braunkohlengebietes und der Land- und Forstwirtschaft. Verfolgung der Bergbau- und Bohraufschlüsse im Harz und der Kupferschieferbohrungen. Fortsetzung der Beratung bei den Talsperrenbauten im Harz und Fragen der Wasserversorgung.

a) Aufnahmen 1:25 000

Landesgeologe Picard schließt das Blatt Schlieben (4246) ab und setzt die Aufnahme des Blattes Dahme (4146) fort. Bergrat Zöller schließt das Blatt Wendisch-Drehna (4247) ab. Wissenschaftl. Angestellter Schober nimmt die Blätter Übigau (4445), Liebenwerda (4446) und Mühlberg (4545) bodenkundlich auf.

b) Sonderaufgaben

Bezirksgeologe Dahlgrün verfolgt die Bergbau- und Bohraufschlüsse im Harz. Bergrat Fulda untersucht die Kupferschieferbohrungen.

Bezirksgeologe Dahlgrün setzt die Beratung für die Talsperrenbauten des Harzes fort.

Die Beratung beim Bau der Reichsautobahnen und die Verfolgung der Neubauaufschlüsse liegt Bezirksgeologen Burre ob.

9. Land Thüringen

Leitende Gesichtspunkte: Fortführung der Arbeiten auf Grund des mit dem Lande Thüringen abgeschlossenen Vertrages. Voruntersuchungen für die geplanten Aufschlußarbeiten im Chamoisit-Bezirk am Südflügel des Schwarzburger Sattels, gleichzeitig Neuaufnahme alter Lieferungen.

a) Aufnahmen 1:25 000

Die Mitarbeiter Deubel und Martini werden je 6 Wochen auf die Bearbeitung des Blattes Spechtsbrunn (3237) verwenden.

b) Übersichtsaufnahmen 1:100 000

Abteilungsleiter Naumann führt Übersichtsaufnahmen auf den Blättern Nebra (4735), Eisenach-Ost (5028), Fröttstädt (5029), Gotha (5030), Friedrichsroda (5129) und Ohrdruf (5130) aus. Mitarbeiter Martini wird 10 Wochen auf den Abschluß der Übersichtsaufnahmen auf den Blättern Wiehe (4734), Artern (4633) und Oberheldrungen (4733) verwenden.

c) Sonderaufgaben

Im Kristallin des Ruhlaer Sattels führt Geologe v. Gaertner auf den Blättern Ruhla (5128) und Schmalkalden (5228) eine 14tägige Vergleichsbegehung für den Abschluß des Blattes Gotha der Übersichtskarte 1:200 000 aus.

10. Provinz Brandenburg und Stadtgemeinde Berlin

Leitende Gesichtspunkte: Aufnahmen in den östlichen Grenzgebieten im Interesse der Landesverteidigung und der dort hochentwickelten Saatbauzucht. Schaffung einer geologischen Grundlage für die großen Bauvorhaben der Reichshauptstadt. Abrundung der geologischen Aufnahme des Niederlausitzer Braunkohlengebietes. Revision der nördlich von Berlin gelegenen, längst vergriffenen Blätter im Interesse der Volksbildung. Bodenkundliche Übersichtsaufnahme für die Landesplanung. Fragen der Wasserversorgung.

a) Aufnahmen 1:25 000

Landesgeologe Dammer schließt das Blatt Liebenau (3658) ab. Assistent Quitzow setzt die Aufnahme des Blattes Trebschen (3960) fort.

Landesgeologe Picard setzt die Aufnahme des Blattes Dahme (4146) fort. Bergrat Zöller schließt das Blatt Wendisch-Drehna (4247) ab.

Mitarbeiter Krause schließt die Revision der Blätter Joachimstal (3048), Groß-Ziethen (3049), Eberswalde (3148) und Hohenfinow (3149) ab für die neue Auflage.

Mitarbeiter Kaunhowen schließt die Revision des Blattes Spandau—Charlottenburg (3445) für die neue Auflage ab.

Wissenschaftlicher Angestellter Schober nimmt das Blatt Liebenwerda (4446) bodenkundlich auf.

b) Sonderaufgaben

Landesgeologe Schneider verfolgt laufend die Aufschlüsse bei den größeren Bauvorhaben in Berlin und der mittleren Mark und führt gegebenenfalls die Beratung aus.

Landesgeologe Picard verfolgt die Bergbauaufschlüsse in der Niederlausitz.

Wissenschaftlicher Angestellter Mückenhausen schließt die bodenkundliche Übersichtsaufnahme der Umgegend von Berlin 1:100 000 für die Landesplanungsgemeinschaft Brandenburg-Mitte ab.

11. Provinz Pommern

Leitende Gesichtspunkte: Aufnahmen in der Provinz im Interesse der Landesplanung und Siedlung, der Wasserversorgung sowie der Rohstoffbeschaffung für militärische Bauten und für den Straßenbau. Schaffung von geologischen und bodenkundlichen Grundlagen für die Land- und Forstwirtschaft der Provinz.

Antrag des Landrats des Kreises Belgard auf Fortsetzung der Aufnahmen im Kreisgebiet.

a) Aufnahmen 1:25 000

Westpommern: Bezirksgeologe Stach schließt das Blatt Putbus (1646) ab und beginnt das Blatt Vilmnitz (1647).

Assistent Graupner revidiert die Blätter Eggesin (2350) und Falkenwalde (2452) und beginnt das Blatt Krugsdorf (2450). Außerdem nimmt er die genannten Blätter und die Blätter Ückermünde (2250) und Stolzenburg (2451) bodenkundlich auf.

Ostpommern: Bezirksgeologe Hesemann schließt die Aufnahme des Blattes Nörenberg (2559) ab und setzt diejenige des Blattes Arnshausen (2161) fort.

Wissenschaftlicher Angestellter Ihnen nimmt die Blätter Stralsund (1644), Samtens (1645), Elmenhorst (1744) und Stahlbrode (1745) und, wenn Zeit bleibt, die Blätter Lassan (2049) und Usedom (2149) bodenkundlich auf.

b) Sonderaufgaben

Bezirksgeologe Seitz setzt die Untersuchung der Tiefbohrungen fort.

Die für den Neubau der Reichsautobahn notwendigen Arbeiten wird Bezirksgeologe Hesemann ausführen.

12. Provinz Niederschlesien

Leitende Gesichtspunkte: Aufnahmen im Gebirgsland unter Berücksichtigung der Steinindustrie, des Waldenburger Karbons und der Erzlagerstätten, im Flachland unter Berücksichtigung der Braunkohlenvorkommen und anderer Lagerstätten sowie im besonderen Interesse der Land- und Forstwirtschaft. Fragen der Landesverteidigung.

a) Aufnahmen 1:25 000

Landesgeologe Berg wird das Blatt Görlitz (4855) abschließen und das Blatt Niesky (4754) beginnen. Er wird außerdem den sächsischen Anteil des Blattes Seidenberg (5956) aufnehmen.

Assistent Quitzow wird das Blatt Kolbnitz (4962) abschließen (rund 8 Wochen).

Bezirksgeologe Meister setzt die Aufnahme des Blattes Habelschwerdt (5765) fort. Unter seiner Anleitung führt Assistent Körnke in 8 Wochen eine Probekartierung auf dem Blatt Ullersdorf (5666) aus.

Landesgeologe Cramer setzt im Interesse des Braunkohlenbergbaus die Aufnahme des Blattes Grünberg/Ost (4059) fort.

Die Blätter Naumburg-Queis (4858), Löwenberg (4859) und Liebenthal (4959) werden von Assistent Seifert, die Blätter Lewin (5563), Reinerz (5565), Grunwald (5664) und Tassau (5663) durch Assistent Graupner bodenkundlich bearbeitet.

b) Übersichtsaufnahmen 1:200 000

Landesgeologe Berg schließt die Aufnahme des Blattes Görlitz durch Begehungen auf den Blättern 1:25 000 Rietschen (4554) und Mücka (Stockteich 4654) ab.

c) Sonderaufgaben

Die Erzlagerstätten der Provinz werden von Landesgeologen Berg und Bezirksgeologen Meister verfolgt.

Die Grubenaufschlüsse im Waldenburger Kohlenrevier werden von Landesgeologen Gothan und Bergrat Gropp untersucht.

Landesgeologe Berg verwendet 6 Tage auf vergleichende Untersuchungen im Gebiet des Lausitzer Granitmassivs.

Geologe von Gaertner verwendet eine Woche auf Untersuchungen von Aufschlüssen im Bober-Katzbach-Gebirge.

Die Neubauaufschlüsse beim Bau der Reichsautobahnen werden von Bezirksgeologen Meister untersucht.

13. Provinz Oberschlesien

Leitende Gesichtspunkte: Arbeiten im Interesse der Steinkohlenindustrie, der Erzlagerstätten, der Zement-Industrie und der Land- und Forstwirtschaft. Beratung in wasserwirtschaftlichen Fragen.

a) Aufnahmen 1:25 000

Bezirksgeologe Assmann setzt die Aufnahme der Blätter Oppeln (5373) und Groß-Stein (5474) fort. Landesgeologe Cramer schließt das Blatt Heydebreck (5675) ab.

b) Sonderaufgaben

Bezirksgeologe Assmann verfolgt die Aufschlüsse im Blei-Zink-Erzbergbau und setzt die Eisenerz-Untersuchungen in den Kreisen Rosenberg und Kreuzburg fort. Er wirkt ferner mit bei wasserwirtschaftlichen Fragen.

Landesgeologe Gothan und Bergrat Gropp verfolgen die Bergbau- und Bohraufschlüsse im oberschlesischen Steinkohlenrevier.

Die Neuaufschlüsse der Reichsautobahnen werden von Landesgeologen Cramer verfolgt.

14. Provinz Grenzmark Posen—Westpreußen

Leitende Gesichtspunkte: Nach dem Abschluß der im Interesse der Landesverteidigung aufgenommenen Übersichtsblätter 1:200 000 Neustettin, Schneidemühl, Schwerin a. d. Warthe und Züllichau Aufnahme im Maßstab 1:25 000 zur Klärung besonderer für die Landesverteidigung wichtiger Fragen. Außerdem Aufnahme im Interesse der Landesplanung und Siedlung, verschiedener größerer Bauvorhaben und der Land- und Forstwirtschaft.

a) Aufnahmen 1:25 000

Bezirksgeologe Zimmermann schließt das Blatt Radolin (2965) ab und beginnt das Blatt Schönlanke (2964).

Geologe Beschoren setzt die Aufnahme des Blattes Schwerin a. d. W. (3359) fort. Geologe Klingner führt eine Schlußbegehung auf den Blättern Brätz (3660) und Tirschtiegel (3661) aus und setzt die Aufnahme des Blattes Betsche (3560) fort.

Die Assistenten Haberfelner, Haller und Niedermayer und der Geologe Beyer führen unter Leitung des Landesgeologen Dammer eine Probekartierung auf den Blättern Blesen (3458) und Gollmütz (3459) aus.

b) Sonderaufgaben

Landesgeologe Dammer hält einen Kursus zur Einführung in die Diluvialgeologie und die Methoden der Flachlandskartierung für jüngere Geologen und Assistenten der Geol. Landesanstalt ab.

15. Provinz Ostpreußen

Leitende Gesichtspunkte: Aufnahmen in der Provinz im Rahmen der Raumforschung mit dem Ziele der Förderung der Industrie und im Interesse der Landesplanung, der Wasserversorgung und der Forst- und Landwirtschaft auf dringenden Wunsch des Oberpräsidenten und der Parteistellen.

Regierungspräsident von Allenstein wünscht dringend Fortsetzung der Aufnahme in seinem Regierungsbezirk.

a) Aufnahmen 1:25000

Bezirksgeologe Woldstedt nimmt mit Unterstützung durch jüngere Hilfskräfte die Blätter Alt-Wartenberg (2189) und Groß-Kleeberg (2289) auf.

Assistent Körnke schließt das Blatt Stuhm (2080) ab und setzt die Aufnahme des Blattes Wuttrienen (2389) fort.

b) Sonderaufgaben

Bezirksgeologe Woldstedt wird die Aufschlüsse beim Bau des masurischen Kanals und beim Bau der Reichsautobahnen laufend verfolgen.

Die im Auftrage des Reichsverkehrsministeriums im Rahmen der Frage der Landgewinnung im Bereiche des Frischen Haffs unter der Leitung von Bezirksgeologen Woldstedt durch jüngere Hilfskräfte durchgeführten Untersuchungen werden abgeschlossen.

Zusätzliche allgemeine und besondere Aufgaben

1. In der chemischen Abteilung werden Rohstoffe aller Art, wie Erze, Gesteine, Böden, Heiltorfe, Heilschlamme, Kohle, Erdöl und Erdgase analytisch untersucht und in wissenschaftlicher Hinsicht bearbeitet. Die Bearbeitung der Heilwässer, des Heiltorfes und des Heilschlammes erfolgt in Verbindung mit der Reichsanstalt für das Deutsche Bäderwesen. Besondere Berücksichtigung erfährt die Prüfung auf seltene Elemente durch Spektralanalyse und die Untersuchung auf Edelgase.

   Abteilungsdirektor Loebe setzt die systematische Untersuchung der deutschen Erdöle fort.

Ein besonderes Laboratorium dient der Durchführung von bodenphysikalischen Untersuchungen für wissenschaftliche Arbeiten und Erdbauvorhaben.

2. Die Bearbeitung der sich auf das Erdöl beziehenden geologischen Fragen erfolgt für das gesamte Reichsgebiet durch das unter Leitung des Landesgeologen Bentz stehende Institut für Erdölgeologie unter Zuziehung von Geologen der übrigen Landesanstalten. Die im Rahmen des Reichsbohrprogramms ausgeführten wie auch die privaten Bohrungen in Preußen werden durch die Zweigstelle des Erdölinstituts in Hannover untersucht. Die erforderlichen mikropaläontologischen Arbeiten werden durch die hier eingerichtete Stelle ausgeführt.

3. In den Archiven wird die Einordnung und Katalogisierung der eingehenden Bohrprofile, Berichte und Gutachten fortgesetzt. Daneben ist die Neuordnung des umfassenden Materials des Montanarchivs in Angriff genommen.

4. Die Kartographenbüros bereiten die in der Aufnahme abgeschlossenen geologischen und bodenkundlichen Karten und Übersichtskarten für die Drucklegung vor und führen in Verbindung mit den Autoren die Korrekturen aus. Außerdem stellen sie die zeichnerischen Anlagen für die amtlichen Berichte und Beratungen her.

   Für besondere Kartenwerke sind folgende Arbeiten zu erwähnen:

   a) Eine geologische Wandkarte des Aachener Gebietes 1:50 000 wird in Angriff genommen. Sie dient im wesentlichen den Zwecken des Bergbaus.

   b) Eine Geologische Karte des Westerwaldes 1:50 000 wird vorbereitet. Sie ist eine für die Braunkohlen- und Stein-Industrie hergestellte Zusammenfassung der geologischen Aufnahmen 1:25 000.

   c) Die Geologische Strukturkarte der Thüringer Mulde 1:100 000 wird im Druck fertiggestellt.

   d) Die in der Aufnahme abgeschlossene geologische Übersichtskarte der Provinz Ostpreußen 1:300 000 wird für die Drucklegung vorbereitet.

   e) Eine Geologische Karte von Ostfriesland 1:100 000, die einer Abhandlung über die Geologie Ostfrieslands beigefügt wird, wird im Druck fertiggestellt.

5. Die auf Veranlassung des Deutschen Vereins von Gas- und Wasserfachmännern begonnene geologische Reichswasserstatistik wird unter Leitung des Abteilungsdirektors Behr fortgeführt.

6. Die im Auftrag des Generalinspektors für das Deutsche Straßenwesen begonnene Bestandsaufnahme der deutschen Steinbrüche für die Deutsche Steinbruchkartei wird unter Leitung des Bezirksgeologen Burre fortgesetzt.

7. Eine geologische Bestandsaufnahme der deutschen Ton- und Kaolin-Lager für die Zwecke der keramischen Industrie ist in Vorbereitung.

8. Bezirksgeologe Dienemann ist Mitarbeiter im Ausschuß für Baugrundforschung bei der Deutschen Gesellschaft für Bauwesen und Mitarbeiter im Normenausschuß.

9. Bezirksgeologe Burre ist Mitarbeiter in der Forschungsgesellschaft für das Straßenwesen.

10. Die Herstellung einer Baugrundkarte für Berlin im Maßstab 1:10 000 wird nach Möglichkeit beendet.

11. Der Straßenbau und besonders der Bau der Reichsautobahnen wird laufend beraten.

12. Bezirksgeologe Burre ist Mitarbeiter im Verband der Materialprüfungen in der Technik.

13. Chemiker Hellmers und Bezirksgeologe Udluft führen Untersuchungen aus für die Staub- und Staublungenforschungsausschüsse.

14. Abteilungsleiter Kohl bearbeitete in Gemeinschaft mit der Hessischen Geologischen Landesanstalt das Blatt Darmstadt für die Karte der nutzbaren Lagerstätten von Deutschland im Maßstab 1:200 000.

15. Abteilungsleiter Kohl und Bergrat Fulda bearbeiten eine Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands für den im Auftrage der Preuß. Akademie der Wissenschaften herausgegebenen Atlas des deutschen Lebensraumes in Mitteleuropa.

16. Bezirksgeologe Udluft, Geologe Beyenburg und Assistent Quitzow stellen eine geologische Karte des Rheinisch-Westfälischen Industriebezirkes im Maßstab 1:500 000 her als Grundlage für die Messungen höchster Genauigkeit der trigonometrischen Abteilung des Reichsamtes für Landesaufnahme.

17. Bezirksgeologe Behrend stellt auf Veranlassung des Kolonialpolitischen Amtes der NSDAP eine geologische und lagerstättenkundliche Karte von Afrika im Maßstab 1:2 000 000 her.

18. Für die Landesplanung Saar-Pfalz setzt der wissenschaftliche Angestellte Klein die bodenkundliche Aufnahme 1:25 000 der Blätter Dürkheim, Ludwigshafen, Neustadt a. Haardt, Hanloch und Speyer fort.

19. Im Interesse der Einheitlichkeit der Kartendarstellung werden mit Vertretern der anderen deutschen Landesanstalten eine Reihe von Begehungen in Preußen und den süddeutschen Ländern ausgeführt.

20. In Zusammenarbeit mit den Körperschaften des deutschen Bäderwesens werden zwecks Verwendung für Heilzwecke die Untersuchungen von Moor- und Schlammlagern fortgesetzt.

21. Bergrat Gropp verfolgt die Gesamtheit der Eisenerzbohrungen zum Zweck der Durchführung der einheitlichen Bearbeitung.

22. Die internationale Gemeinschaftsarbeit zur Regelung strittiger stratigraphischer Fragen unter Leitung der Landesanstalt wird nach Möglichkeit fortgesetzt.

23. Die für die Aufnahmearbeiten erforderlichen Bearbeitungen von paläontologischem Material werden in Verbindung mit auswärtigen Mitarbeitern fortgeführt. Besonders gefördert werden dabei die für die Bestimmung der tertiären und diluvialen Schichten erforderlichen pollenanalytischen Untersuchungen.

Kohlenpetrographische Arbeiten werden für praktische und wissenschaftliche Zwecke durchgeführt. Die Eigenarten der Aachener Bezirke und des Saar-Reviers sollen dabei zunächst besonders erfaßt werden.

24. Für die militärgeographische Abteilung im Kriegsministerium werden geologische Einheitsblätter hergestellt.

25. Für die bei dem Reichsamt für Landesaufnahme neu eingestellten Topographen wird ein geologischer Kursus mit Vorträgen und einer Exkursion abgehalten.

26. Die Arbeiten an der der Landesanstalt vom Internationalen Geologenkongreß übertragenen Internationalen Geologischen Karte von Europa und an der Weltkarte werden fortgesetzt. Für die Europakarte soll die Bearbeitung von West- und Mitteleuropa bis zu dem im Jahre 1940 in London stattfindenden Internationalen Geologenkongreß beendet sein; für die Weltkarte wird Nordamerika bearbeitet.

Für die Besprechung der Arbeiten wird eine Sitzung der Internationalen Kartenkommission für den Monat September nach Berlin einberufen werden.

27. Landesgeologe Meisner setzt mit einigen Mitarbeitern die bergwirtschaftlichen und statistischen Arbeiten für die Weltmontanstatistik und die laufende Erörterung bergwirtschaftlicher Zeitfragen in der Lagerstättenchronik fort.

Gemeinschaftsarbeit Bayerischer Wald

Leitende Gesichtspunkte: Verbindung von Aufnahmearbeiten mit Lagerstätten-Untersuchungen.

A. Nördlicher Teil des Arbeitsgebiets (Frankenwald, Fichtelgebirge und nördlicher Oberpfälzer Wald)

a) Aufnahmen 1:25000

Geologe von Gaertner schließt die Blätter Neu-Albenreuth (105), Mähring (106) und Treppenstein (128) ab und beginnt den nördlichen Teil des Blattes Tirschenreuth (127).

Assistent Haberfelner schließt die Blätter Erbendorf (125) und Parkstein (147) ab und beginnt den südlichen Teil des Blattes Tirschenreuth (127).

Assistent Karrenberg schließt die Aufnahme des Tertiärs auf den Blättern Mitterteich (104) und Falkenberg (126) ab und beginnt mit den gleichen Arbeiten auf dem Blatt Waltersdorf (103).

b) Sonderaufgaben

Als Vorbereitung für die künftige Aufnahme werden Übersichtsbegehungen im Fichtelgebirge und Frankenwald ausgeführt, besonders auch in Hinsicht auf die Eisenerze des Oberdevons und Ordoviciums, auf die

Gänge von Bad Steben, auf die Kieslagerstätten von Kupferberg und Sparneck und schließlich auf die Stockheimer Kohlen.

Die folgenden schon in Angriff genommenen Lagerstättenuntersuchungen werden fortgeführt bzw. abgeschlossen:

Durch Geologen von Gaertner die Eisenerze von Arzberg, die Schwefelkieslagerstätte von Pfaffenreuth und die Ordovicischen Eisenerze von Mammersreuth,

durch Geologen von Gaertner und Assistent Karrenberg die Eisen- und Mangansandsteine des Tertiärs,

durch Assistent Karrenberg die basaltischen Eisenerze und die Ton-, Kaolin- und Braunkohlen-Vorkommen,

durch Assistent Haberfelner das Gangrevier von Erbendorf, die Steinkohle von Erbendorf und den Eisenglimmer-Gang „Gleisinger Fels".

Daneben werden die Goldseifen von Erbendorf durch Assistent Haberfelner, gegebenenfalls gemeinsam mit Bergassessor Schnier, durch Aufschürfungen weiter untersucht. Außerdem ist die weitere Verfolgung des Titangehalts der Seifen auf den Blättern Tirschenreuth und Vohenstraß durch Bergrat Zöller in Aussicht genommen.

B. Zentraler und südlicher Teil des Arbeitsgebiets (Eigentlicher Bayerischer Wald)

a) Aufnahmen 1:25000

Geologe Fischer schließt das Blatt Cham-Ost (242) ab und beginnt mit einem Assistenten das Blatt Kötzing (261).

Regierungsgeologe Hartmann-München setzt die Aufnahme des Blattes Bodenmais (281) fort.

Mitarbeiter Nothaft-München schließt das Blatt Miltach (260) ab. Mitarbeiter Priehäuser-München schließt das Blatt Zwiesel (282) ab und geht auf das Blatt Hirschbach (283) über.

b) Sonderaufgaben

Allgemeine Übersichtsbegehungen zum Zweck der Untersuchung von Lagerstätten werden von den Regierungsgeologen Nathan-München und Heim-München und von dem Mitarbeiter Kraus ausgeführt.

Die folgenden, zum Teil schon in Angriff genommenen Lagerstättenuntersuchungen werden fortgeführt bzw. abgeschlossen:

Durch Regierungsgeologen Hartmann-München die Bleierze von Freihung und der Silberberg bei Bodenmais,

durch Bezirksgeologen Dahlgrün und Geologen Fischer die Flußspat-Vorkommen bei Regensburg und Nabburg,

durch Geologen Fischer verschiedene Feldspatvorkommen, ferner die Flußspat- und Erzgänge bei Lam.

Wegen der geophysikalischen Arbeiten im Bayerischen Wald vgl. den Abschnitt „Geophysik".

Geophysik

In der Abteilung Geophysik ist zusammengeschlossen: 1. die geophysikalische Reichsaufnahme (Leitung: Barsch, als vom Reichswirtschaftsminister bestellter Geschäftsführer) und 2. das geophysikalische Institut (Leitung: Barsch).

Die geophysikalische Reichsaufnahme hat die Aufgabe, das deutsche Reichsgebiet mit den geophysikalischen Methoden nach Lagerstätten zu durchforschen. Als erste Großaufgabe soll besonderer Wert auf die Erfassung erdölhöffiger Strukturen gelegt werden; das bedingt ein enges Zusammenarbeiten mit dem Reichserdölprogramm und eine bevorzugte Berücksichtigung der erdölhöffigen Gebiete.

Bei der Bearbeitung der Erdölbezirke dürfen aber keinesfalls die Belange der Erdölgeologen alleiniger Untersuchungszweck sein, sondern es muß gleichzeitig auf die Erfassung sämtlicher möglichen Lagerstätten Rücksicht genommen werden.

Eine solche Großaufgabe bedeutet ein Arbeitsprogramm auf lange Sicht, ähnlich dem der geologischen Aufnahme des Reiches.

Der Arbeitstagung muß sich entsprechend der geologischen Aufgabestellung nach geologischen Gesichtspunkten richten. Dementsprechend ist es notwendig, zuerst eine regionale Übersicht über die Lage und Erstreckung der Großstrukturen im Untergrund zu schaffen und im Anschluß hieran die systematische spezielle Untersuchung der für bestimmte Lagerstätten höffigen Zonen folgen zu lassen; hierbei sind immer die Lagerstättenarten bevorzugt zu berücksichtigen, deren Erschließung besonders dringend ist.

Die Aufgabe des geophysikalischen Institutes ist speziellerer Natur. In ihm wurden von jeher Spezialuntersuchungen mit sämtlichen geophysikalischen Methoden auf Einzellagerstätten im Flachland und Gebirge ausgeführt, z. B. Aufsuchung und Verfolgung von Erzgängen, Umgrenzung von Salzhorsten und Lage der Einzelschollen in den Mantelzonen, Verfolgung der soleführenden Klüfte in Salzbergwerken, Aufsuchung von Mineralquellen, Spalten, Verwerfungen u. a. m.

Als notwendige Grundlage für die Auswertung der geophysikalischen Ergebnisse ist außerdem ein geophysikalisches Laboratorium geschaffen, in dem sämtliche geophysikalischen Konstanten der Gesteine bestimmt und in dem die für den Bergbau notwendigen Gesteinsuntersuchungen durchgeführt werden.

Nach vorstehenden Gesichtspunkten erstreckt sich der Arbeitsplan 1938 auf die Erweiterung der regionalen Forschungsarbeiten und auf die systematische Untersuchung der für Lagerstätten höffig erscheinenden Zonen.

1. Rheinprovinz

Bezirksgeologe Ebert wird elektrische Untersuchungen von Bleierzgängen im Felde Glückstal (Eifel) vornehmen und die Kupfererzganguntersuchungen bei Antweiler (Eifel) zum Abschluß bringen.

Geologe Kutscher wird magnetische Übersichtsmessungen auf den Blättern 1:100 000: Kaldenkirchen (377), Krefeld (378), Essen (379), Erkelenz (402), Düsseldorf (403) und Solingen (404) ausführen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

2. Provinz Westfalen

Im Bereich des Münsterschen Beckens und seiner Randzonen werden unter Leitung des Landesgeologen Barsch gravimetrische Messungen zur Aufsuchung und Feststellung geologischer Großstrukturen durchgeführt. Auf erdölgeologische und bergbauliche Probleme soll besonders eingegangen werden.

Geologe Kutscher wird auf den Blättern 1 : 100 000 Essen (379) und Iserlohn (380) magnetische regionale Messungen vornehmen.

Bezirksgeologe Ebert untersucht mit dem elektrischen Verfahren Spateisengänge im unverritzten Gelände, ferner die Blei-Zink-Lagerstätte bei Ramsbeck und die Kieslagerstätte auf Blatt Plettenberg. Im Gebiete „Fürst Moritz — Fischbacher Werk" wird er die Ganguntersuchungen zum Abschluß bringen.

3. Provinz Hessen-Nassau

Bezirksgeologe Ebert wird bereits ausgeführte elektrische Untersuchungen der Ganggebiete westlich Frohnhausen fortsetzen und im Werra-Weser-Gebiet in einigen Kaligruben den Verlauf der laugenführenden Spalten festzustellen versuchen.

4. Provinz Hannover

Unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden Strukturvermessungen mit der Drehwaage in Ostfriesland und in den Randzonen der „Osnabrücker Straße", außerdem Ergänzungs- und Neuvermessungen erdölhöffiger Strukturen in der Lüneburger Heide ausgeführt werden.

Bezirksgeologe Ebert wird die elektrischen Untersuchungen zur Festlegung der Eddesse-Störung nördlich des Salzhorstes von Ödesse und Ergänzungsmessungen bei Bad Grund sowie am Lautentaler Gangzug vornehmen.

Im westlichen Teil der Provinz werden unter Leitung von Bezirksgeologen Reich regionale seismische Untersuchungen ausgeführt.

5. Provinz Schleswig-Holstein

Unter Leitung von Bezirksgeologen Reich werden die regionalen seismischen Untersuchungen fortgesetzt und zum Abschluß gebracht.

6. Provinz Sachsen-Anhalt

Unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden gravimetrische Übersichtsmessungen zwecks Feststellung des Verlaufs der südlichen Fortsetzung des Flechtinger Höhenzuges, insbesondere im Zusammenhang mit der Anomalie von Dobrilugk, außerdem Drehwaagemessungen zur Aufsuchung erdölhöffiger Strukturen ausgeführt.

Pendelmessungen zwecks Herstellung des Netzes I. Ordnung der absoluten Schwerewerte als Grundlage für die spätere regionale Vermessung werden unter Leitung von Landesgeologen Barsch vorgenommen.

Unter Leitung von Bezirksgeologen Reich werden spezielle seismische Untersuchungen im subherzynischen Becken ausgeführt.

7. Braunschweig

Unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden Drehwaagemessungen zur Aufsuchung erdölhöffiger Strukturen ausgeführt.

Im Gebiet des subherzynischen Beckens werden unter Leitung des Bezirksgeologen Reich spezielle seismische Untersuchungen vorgenommen.

8. Provinz Brandenburg

Das Netz I. Ordnung der absoluten Schwerewerte wird als Grundlage für die späteren Regionalvermessungen geschaffen.

Unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden gravimetrische Übersichtsmessungen zur Feststellung des Verlaufs der südöstlichen Fortsetzung des Flechtinger Höhenzuges, insbesondere im Zusammenhang mit der Anomalie von Dobrilugk und zur Weiterverfolgung der Sudeten-Vorlandzone nach Südosten im Bereich der Sagan—Goldberger Kreidemulde vorgenommen (Kupfermergel, Karbon, Erdöl usw.). Weiterhin sollen die in der Lausitz früher festgestellten Anomalien mittels regionaler Gravimetermessungen nach Norden verfolgt und ein Zusammenschluß der Brandenburg—Pommerschen Messungen mit den Untersuchungen im Sudeten-Vorland hergestellt werden.

Drehwaageuntersuchungen zur Aufsuchung erdölhöffiger Strukturen und spezielle Untersuchungen zur Festlegung der Schollentektonik von Dobrilugk und der Sagan—Goldberger Mulde sollen unter Leitung von Landesgeologen Barsch ausgeführt werden.

In der Lausitz werden spezielle seismische Untersuchungen durch Landesgeologen Barsch und Bezirksgeologen Reich an den gravimetrisch und sonst bekannten Strukturen vorgenommen.

Bezirksgeologe Reich wird magnetische Regionalmessungen auf den Blättern 1:100 000: Woldegk (185), Prenzlau (186), Templin (216), Schwedt (217), bis zur Oder, Pyritz (219), Arnswalde (220), Schloppe (221), Eberswalde (244), Bad Freienwalde (245), Königsberg Neum. (246) vornehmen lassen.

Außerdem wird Abteilungsleiter Kohl die Blätter Crossen (321) südlich der Oder, Sommerfeld (345) und Sorau (370) magnetisch vermessen.

9. Provinz Mecklenburg

Unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden Drehwaagemessungen zur Aufsuchung erdölhöffiger Strukturen ausgeführt.

Geologe Kutscher wird regionale magnetische Untersuchungen auf dem Blatt 1:100 000 Friedland i. M. (153), Osthälfte, ausführen.

10. Provinz Pommern

Unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden Drehwaagemessungen zur Aufsuchung erdölhöffiger Strukturen ausgeführt.

Unter Leitung von Bezirksgeologen Reich werden seismische Regionaluntersuchungen für erdölgeologische Zwecke vorgenommen.

Geologe Kutscher wird regionale magnetische Untersuchungen auf den Blättern 1:100 000: Friedland i. M. (153), Osthälfte, Pasewalk (154), Pölitz (155), bis zur Oder, Prenzlau (186), Stettin (187), bis zur Oder, Schwedt (217), bis zur Oder, vornehmen.

Unter Leitung von Bezirksgeologen Reich werden weitere regionale magnetische Untersuchungen auf den Blättern 1:100 000 Gartz (218) und Pyritz (219) ausgeführt.

11. Provinz Niederschlesien

Die in der Lausitz früher festgestellten Anomalien werden unter Leitung von Landesgeologen Barsch mittels regionaler Gravimetermessungen nach Norden und nach Südosten verfolgt zur Klärung der regionalen Tektonik im Vorland der Sudeten.

Abteilungsleiter Kohl wird regionale magnetische Aufnahmen auf den Blättern 1:100 000: Crossen (321), Sommerfeld (345), Sorau (370), Niesky (394) und Kohlfurt (395) ausführen.

Pendelmessungen zwecks Herstellung des Netzes I. Ordnung der absoluten Schwerewerte als Grundlage für die spätere regionale Vermessung werden unter Leitung von Landesgeologen Barsch vorgenommen.

Zur Aufsuchung der Quellspalten von Blatt Flinsberg wird Bezirksgeologe Ebert radioaktive Untersuchungen durchführen.

Geologe Kutscher wird die Magnetitlagerstätten im Glatzer Bergland magnetisch untersuchen.

12. Provinz Oberschlesien

Pendelmessungen zwecks Herstellung des Netzes I. Ordnung der absoluten Schwerewerte als Grundlage für die spätere regionale Vermessung werden unter Leitung von Landesgeologen Barsch vorgenommen.

13. Provinz Grenzmark Posen-Westpreußen

Die gravimetrischen Übersichtsvermessungen im Südostgebiet werden unter Leitung von Landesgeologen Barsch fertiggestellt.

Auf Blatt Schloppe (221) werden durch Bezirksgeologen Reich regionale magnetische Untersuchungen ausgeführt.

14. Provinz Ostpreußen

Pendelmessungen zwecks Herstellung des Netzes I. Ordnung der absoluten Schwerewerte als Grundlage für die spätere regionale Vermessung werden unter Leitung von Landesgeologen Barsch vorgenommen.

Ferner werden unter Leitung von Landesgeologen Barsch regionale gravimetrische Messungen im südöstlichen Teil der Provinz zur Festlegung der geologischen Position der magnetischen Anomalien angesetzt.

15. Thüringen

Magnetische Untersuchungen der Thüringer Magnetitlagerstätten werden durch Abteilungsleiter Kohl ausgeführt.

Außerpreußische Reichsteile

Die Leitung und die Geschäftsführung der geophysikalischen Reichsaufnahme wird wie bisher von Landesgeologen Barsch wahrgenommen.

Unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden regionale gravimetrische Untersuchungen im Molasse-Trog von Württemberg und Bayern zur Erfassung erdölhöffiger Strukturen ausgeführt.

Unter Leitung von Bezirksgeologen Reich werden umfangreiche magnetische Regionalvermessungen in Bayern vorgenommen und zwar auf den Blättern 1:100 000: Regensburg (580), südlich der Donau, Kelheim (596), bis zur Donau, Straubing (597), bis zur Donau, Landshut (611), Landau (612), Vilsbiburg (526), Waldmünchen (566), Furth (567), bis zur Grenze, Cham (581), Zwiesel (582), Kemnath (534), Tirschenreuth (535), Weiden (551) und Eslarn (552), bis zur Grenze.

Spezielle magnetische Untersuchungen wird Bezirksgeologe Reich im Bereich der Kieslagerstätten bei Lam (Bayerischer Wald) und auf den Meßtischblättern 1:25 000: Mitterteich (104) und Neu-Albenreuth (105) vornehmen.

Bezirksgeologe Ebert wird Untersuchungen bei Waldsassen (Pfaffenreuth) ergänzen und die elektrischen Ganguntersuchungen bei Lam zum Abschluß bringen.

Die begonnenen Arbeiten zur Aufsuchung der Quellspalten von Bad Steben und einiger Alpenrandquellen wird Bezirksgeologe Ebert mit elektrischen und radioaktiven Untersuchungen abschließen.

Am Oberrhein bei Kehl werden Landesgeologe Barsch und Bezirksgeologe Reich spezielle seismische Untersuchungen durchführen.

Unter Leitung von Bezirksgeologen Reich sollen am Oberrhein, nördlich des Kaiserstuhls, bei Bad Krotzingen magnetische Spezialuntersuchungen stattfinden.

Elektrische Untersuchungen durch Bezirksgeologen Ebert werden ausgeführt bei Wiesloch, Schauinsland bei Freiburg und bei Bleibach bei Waldkirchen.

Geophysikalisches Laboratorium

Es werden fortlaufend die Kerne der Erdölbohrungen auf ihre physikalischen Eigenschaften zur Auswertung der geophysikalischen Messungen und für die Erfordernisse der Erdölgeologie untersucht:

1. Raumgewichtsbestimmungen zur Auswertung der Schweremessungen.
2. Raumgewichtsbestimmungen zur Berechnung der Geschwindigkeiten longitudinaler Wellen.
3. Elastizitätsuntersuchungen zum gleichen Zwecke.
4. Bestimmung der wahren Porosität.
5. Bestimmung der scheinbaren Porosität.
6. Extraktionen an Ölsanden zur Bestimmung von 4. und 7.

7. Durchlässigkeitsuntersuchungen an Sanden und Sandsteinen mit verschiedenen viskosen Stoffen (Bestimmung der Permeabilität).
8. Ausführung von Korngrößenbestimmung.

Hierzu treten noch folgende Aufgaben:

1. Temperaturmessungen in Tiefbohrlöchern.
2. Prüfung und Verfolgung der Temperaturmessungsmethode von Dr. M. Paul.
3. Prüfung und Verfolgung der Gasmessungsmethode von Piepmeyer.

III. Personalbestand

am 1. 4. 1938

einschl. der Freiwilligen Mitarbeiter

a) Präsident und Professor

J. Versé

b) Abteilungsdirektoren und Professoren

R. Loebe, Dr. phil., Abt.-Dir. für die Chemische Abteilung, a. o. Prof. an der Techn. Hochschule Berlin
F. Wiegers, Dr. phil., Abt.-Dir. für die Vorbereitung geologischer Aufnahmen im Reich
J. Behr, Dr. phil., Abt.-Dir. für angewandte Geologie für Wirtschaft und Technik
W. Wunstorf, Dr. phil., Abt.-Dir. für geologische Kartenaufnahmen.

c) Abteilungsleiter und Professoren

E. Heuseler, Dipl.-Ing., Chemiker
K. Utescher, Dr. phil., Chemiker
E. Naumann, Dr. phil.

d) Abteilungsleiter

E. Kohl, Dr. phil., Bergrat

e) Landesgeologen und Professoren

O. Schneider, Dr. phil.
B. Dammer, Dr. phil.
E. Picard, Dr. phil.
O. Grupe, Dr. phil.
G. Berg, Dr. phil.
W. Gothan, Dr. phil., Honorarprof. a. d. Universität, a. o. Prof. a. d. Techn. Hochschule Berlin
A. Mestwerdt, Dr. phil.
P. Dienst, Dr. phil.
E. Schmidt, Dr. phil.
O. Barsch, Dr. phil.
R. Cramer, Dr. phil.
W. Haack, Dr. phil.
A. Bentz, Dr. rer. nat., Honorarprof. a. d. Techn. Hochschule Hannover
M. Meisner, Bergrat

f) Bezirksgeologen und Professoren

P. Assmann, Dr. phil.
E. Zimmermann, Dr. phil.
H. Quiring, Dr. phil., Dr.-Ing.
W. Paeckelmann, Dr. phil.
W. Kegel, Dr. phil.
F. Behrend, Dr. phil., a. o. Prof. a. d. Universität Berlin
E. Meister, Dr. phil.
O. Burre, Dr. phil.
W. Dienemann, Dr. phil.
P. Woldstedt, Dr. phil.
H. Reich, Dr. phil., a. o. Prof. an der Techn. Hochschule Berlin
O. Seitz, Dr. phil.
A. Ebert, Dr. phil.
F. Dahlgrün, Dr. phil., Honorarprof. a. d. Universität Berlin
F. Michels, Dr. phil. nat.
W. Ahrens, Dr. phil.

g) Bezirksgeologen

F. Kühne, Dr. phil.
E. Stach, Dr. phil., Privatdozent a. d. Universität Berlin
O. H. Schindewolf, Dr. phil., a. o. Prof.
R. Potonié, Dr. phil., a. o. Prof. a. d. Techn. Hochschule Berlin
W. Scharf, Dr. phil.
E. Schröder, Dr. phil.
C. Dietz, Dr. phil.
H. Udluft, Dr. phil. nat.
J. Hesemann, Dr., Dipl.-Berging.
G. Fischer, Dr. phil., Priv.-Doz. a. d. Universität Berlin

h) Chemiker und Professoren

K. Stockfisch, Dr. phil.
H. Haller, Dr.-Ing.
K. Heykes, Dr. phil.
M. Trénel, Dr. phil., a. o. Prof. für Bodenkunde a. d. Universität Berlin, Honorarprofessor a. d. Staatl. Forstschule Eberswalde, Mitglied des Fachsenats der Akademie für Landesforschung und Reichsplanung, Berlin.

i) Chemiker

W. Benade, Dr. phil.
J. Hellmers, Dr. phil.
P. Pfeffer, Dr. phil.
R. Köhler, Dr. phil.

j) Bergräte

A. Zöller
E. Fulda, Dr.-Ing.
W. Gropp, Dr.-Ing.
F. Kast, Dr. (Min.-Abt.)
O. Hausbrand (Min.-Abt.)

k) Außerplanmäßige Geologen

K. Staesche, Dr. rer. nat.
B. Beschoren, Dr. phil.
H. Heck, Dr. phil.
E. Beyenburg, Dr. phil.
H.-R. von Gaertner, Dr. phil. habil.
L. Riedel, Dr. phil., Dipl.-Berging.
G. Richter, Dr. phil.
W. Schott, Dr. phil. habil.
F.-E. Klingner, Dr. phil. habil.
F. Kutscher, Dr. phil.
K. Beyer, Dr. rer. nat.
W. Hartung, Dr. phil. habil.
G. Mempel, Dr.-Ing., Dipl.-Berging.

l) Außerplanmäßige Chemiker

A. Abel, Dr.-Ing.

m) Bergassessoren

K. Zimmermann
W. Schnier

n) Wissenschaftliche Assistenten

E. Haberfellner, Dr. phil.,
H. Karrenberg, Dr.
H.-W. Quitzow, Dr. phil.
A. Graupner, Dr. phil.
W. Haller, Dr.
B. Körnke, Dr.
J. Niedermayer, Dr.
K. Genieser, Dr.
A. Seifert, Dr.

o) Verwaltungsbeamte

C. Dreibholz, Bergamtmann
A. Heinrich, Rechnungsrevisor
F. Heinzmann, Bergoberrentmeister
H. Rackwitz, Berginspektor
C. Mahl, Berginspektor (Vorsteher der Registratur)
A. Biesel, Berginspektor
F. Schmidt, Berginspektor
J. Andreas, Berginspektor
A. Strich, Berginspektor
H. Brandt, Berginspektor
O. Schrader, Berginspektor
R. Michaely, Berginspektor
F. Brummel, Bergverw.-Praktikant

p) Bibliotheksbeamtinnen

G. Baenech, Bibliotheksinspektorin
H. Tübben, Bibliotheksinspektorin
E. Regling, Bibliotheksinspektorin

q) Topograph

G. Otto

r) Kartographen

E. Geyer, Bürovorsteher
K. Wagemann, Bürovorsteher
W. Schwarz, Kartograph
R. Schöndube, Kartograph
R. Fiedler, Kartograph, Archivverwalter
E. Zimmermann, Kartograph
H. Menge, Kartograph
A. Schultze, Kartograph
R. Granass, Kartograph
H. Wethlow, Kartograph
R. Pütz, Kartograph
H. Reich, Kartograph
B. Kloss, Kartograph
H. Boltz, Kartograph
U. Nagel, Kartographendiätar.
W. Musold, Kartographenanwärter.

s) Kanzleibeamte

R. Heewig, Kanzleisekretär, Vorsteher
F. Thiem, Kanzlist

t) Sonstige Beamte

F. Neubauer, Oberpräparator
W. Eckstein, Laborant

R. Scholz, Hausinspektor
F. Becker, Amtsmeister
A. Brassel, Botenmeister
F. Wruck, Botenmeister
O. Barheine, Amtsgehilfe
S. Pinke, Amtsgehilfe
F. Eichenberg, Amtsgehilfe
K. Kupper, Amtsgehilfe.

u) Angestellte

(soweit nicht bei den Abteilungen aufgeführt)

K. Iihnen, Dr., Dipl.-Landwirt
H. Bode, Dr., Dipl.-Bergingenieur
K. Wicher, Dr., Dipl.-Bergingenieur
E. Friederici, Dr., Leiter der Vertriebsstelle
R. Herrmann, Dr., wiss. Angestellter
E. Lange, Dr.
K. Winckelmann, Bibliothekshilfsarbeiterin
M. Beier, Lithograph
H. Winterfeld, Lithograph
P. Stein, Buchdruckmeister
W. Ulrich, Schriftsetzer
K. Oberheidt, Maschinenmeister
F. Figel, Mechaniker
W. Pfundt, Registraturgehilfe
H. Rostock, Registraturgehilfe
U. Kassin, techn. Assistentin
W. Puttin, Sammlungsangestellter
E. Schmidt, Laborant
W. Schröder, Laborant
H.-T. Mentzel, Angestellter im Bohr- und Montanarchiv
G. Riecke, Angestellter im Bohrarchiv
W. Halle, Bürogehilfe in den Sammlungen
R. Schlichting, Bürogehilfe in der Vertriebsstelle
K. Müller, Kassengehilfin
W. Heller, Bürogehilfe in der Registratur
W. Bieberstein, Bürogehilfe
H. Förster, Kanzleiangestellter
E. Hoenischer, Kanzleiangestellte
G. Brose, Telephonistin
F. Bernatzky, Stenotypistin
E. Hilbrand, Stenotypistin
H. Krell, Stenotypistin
M. Richter, Stenotypistin
G. Rosenfeld, Stenotypistin
M. Zimmermann, Stenotypistin

v) Lohnempfänger

(soweit nicht in den Abteilungen aufgeführt)

A. Wilhelm, Kraftwagenführer
F. Becker, Handwerker (Tischler)
G. Gehrke, Handwerker (Gärtner)
K. Hilgert, Handwerker
P. Lorenz, Handwerker
O. Wagener, Handwerker
F. Zapf, Handwerker
F. Schwenzfeger, Steindrucker
W. Schulz, Druckereigehilfe
A. Witt, Druckereigehilfe
R. Sperlich, Wächter
W. Jahn, Hilfsamtsgehilfe
H. Nehler, Hilfsamtsgehilfe.
H. Rittweger, Hilfsamtsgehilfe
W. Stoeckel, Hilfsamtsgehilfe
W. Zeidler, Hilfsamtsgehilfe
außerdem 11 Reinmachefrauen.

w) Hilfskräfte (Angestellte) in den angegliederten Abteilungen

A. Abteilung für Bodenkunde

(Leitung: Prof. Trénel)

Ch. Klein, Dr.
E. Mückenhausen, Dr., Dipl.-Landwirt
H. Müller, Dr.
K. Schober, Dr.
F. Stekla, Lithograph
K. Finkbeiner, Zeichner
H. Grossmann, Zeichner
E. Schmidt, Zeichner
H. Schulz, Zeichner
K. Seidel, Zeichner
H. Hamburger, Zeichnerin
H. Körner, Zeichnerin
C. Krahberg, Zeichnerin
B. Schwartz, Zeichnerin
I. Bahn, techn. Assistentin
H. Peron, techn. Assistentin
U. Zimmermann, techn. Assistentin

R. Mahl, techn. Hilfsarbeiterin
W. Karolczak, Laborant
H. Müller, Stenotypistin
W. Bencke, Lohnempfänger
A. Heller, Lohnempfänger
H. Schubert, Lohnempfänger

B. Abteilung für Erdölgeologie

(Leitung: Prof. Bentz)

K. Bendorf, Bürogehilfe
A. Hoffmann, Zeichner
E. Schröder, Stenotypistin
H. Schütz, Stenotypistin
E. Witt, Lohnempfänger

C. Geophysikalische Abteilung

(Leitung: Prof. Barsch)

H. Closs, Dr., wissensch. Angestellter
E. Forkert, Dr., wiss. Angestellter
B. Fuchs, Dr., wissensch. Angestellter
F. Hallenbach, Dr., wiss. Angestellter
H. Henrici, Dr., wiss. Angestellter
W. von zur Mühlen, Dr., wissensch. Angestellter
F. Mürriger, Dr., wiss. Angestellter
P. Rössle, Dr., wissensch. Angestellter
E. Schenk, Dr., wissensch. Angestellter
H.-J. Schoene, Dr., wiss. Angestellter (Studien-Assessor)
K. Sellien, Dr., wiss. Angestellter
G. Siemens, Dr., wiss. Angestellter
A. Wahl, Dr., wissensch. Angestellter
W. Wolff, Dr., wiss. Angestellter
R. v. Zwerger, Dr.-Ing., wiss. Angest.
R. Hadrich, Zeichner
H. Heimann, Zeichner
K. Heinze, Zeichner
A. Rosenberg, Zeichner
K. Stern, Zeichner
W. Geue, Laborant
R.-M. Dröscher, Laborantin
M. Schiller, technische Assistentin
H. Leven, techn. Hilfsarbeiter
K. Bauch, Bürogehilfe
E. Unkel, Bürogehilfe
G. Banach, Lohnempfänger
J. Haus, Lohnempfänger
W. Herrmann, Lohnempfänger
K. Kolosser, Lohnempfänger
K. Koffka, Angestellte i. d. Sammlung
M. Becker, Stenotypistin
K. Behnke, Stenotypistin
M. Bock, Stenotypistin
H. Wolf, Stenotypistin
und 2 Reinmachefrauen

Im Rechnungsjahre 1937 sind ausgeschieden:

Bezirksgeologe u. Professor Dr. W. Schriel infolge Berufung als o. Professor nach Göttingen.
Bergrat O. Kaestner infolge Versetzung in den Ruhestand.
Bürovorsteher F. Kuhne infolge Versetzung in den Ruhestand.
Chemiker Dr. W. Kegel.
Chemikerin Dr. I. Podbernig.
Maschinenmeister G. Dietrich.
Kanzlist R. Strauchmann infolge Versetzung ins Staatsministerium.
Amtsgehilfe W. Krause infolge Versetzung ins Reichs- und Preußische Wirtschaftsministerium.
Hilfsamtsgehilfe A. Wehner.
Zeichner G. Oberländer.

Neu eingetreten sind:

Wissenschaftlicher Assistent Dr. K. Genieser.
Wissenschaftlicher Assistent Dr. W. Haller.
Wissenschaftlicher Assistent Dr. B. Körnke.
Wissenschaftlicher Assistent Dr. J. Niedermayer.

Wissenschaftlicher Assistent Dr. A. Seifert.
Bergverwaltungs-Praktikant Fr. Brummel.
Maschinenmeister K. Oberheidt.
Wissenschaftlicher Angestellter Dr. R. Herrmann.
Wissenschaftlicher Angestellter Dr. H. Müller.
Laborant W. Geue.
Laborantin Rose-Marie Dröscher.
Angestellte i. d. Sammlung Klara Koffka.
Dr. E. Lange.
Stenotypistin Margarete Becker.
Stenotypistin Magdalene Bock.
Stenotypistin Hildegard Krell.
Stenotypistin Marianne Richter.
Stenotypistin Gerda Rosenfeldt.
Stenotypistin Hertha Schütz.
Zeichner H. Schulz.

Ernannt sind:

Bergrat M. Meisner zum Landesgeologen u. Professor.
Außerplanmäßiger Geologe Dr. H. Udluft zum Bezirksgeologen.
Außerplanmäßiger Geologe Dr. J. Hesemann zum Bezirksgeologen.
Außerplanmäßiger Geologe Dr. G. Fischer zum Bezirksgeologen.
Außerplanmäßiger Chemiker Dr. P. Pfeffer zum Chemiker.
Außerplanmäßiger Chemiker Dr. R. Köhler zum Chemiker.
Zu freiwilligen Mitarbeitern der o. Professor Dr. W. Schriel und Dipl.-Landwirt Dr. P. Fr. v. Hoyningen-Huene.

Freiwillige Mitarbeiter

Blanckenhorn, Prof. Dr., Marburg a. Lahn, Dörfflerstr. 10.
Dahmer, Dr., Bad Soden a. Taunus, Kaiserstr. 3.
Deubel, Landesgeologe und Leiter der Thür. Geol. Landesuntersuchung, Prof., Jena, Adolf-Hitler-Str. 19.
Ganssen, Abt.-Dir. u. Prof. a. D., Bln.-Grunewald, Kaspar-Theyß-Str. 32
von Hoyningen-Huene, Dr., Dipl.-Landw., Zeven, Rgbz. Stade, Försterei.
Kaunhowen, Landesgeologe und Prof. a. D., Bln.-Charlottenburg, Riehlstr. 14.
Krause, Abteilungsleiter und Prof. a. D., Eberswalde, Bismarckstr. 27.
Kühn, Geh. Bergrat, Abt.-Dir. und Prof. a. D., Bln.-Dahlem, Humboldstr. 24
Range, Geh. Bergrat, Prof., Dr., Bln.-Steglitz, Kaiser-Wilhelm-Str. 5 I
Schriel, o. Prof. a. d. Univers. Göttingen, Göttingen, Bahnhofstr. 28.
Schucht, o. Prof. a. D., Bln.-Wilmersdorf, Güntzelstr. 59.
Spriestersbach, Dr. h. c., Rektor i. R., Remscheid-Reinshagen.
Stille, o. Prof. a. d. Univ. Berlin, Bln.-Charlottenburg 9, Tannenberg-Allee 18.
Weissermel, Abteilungsdirektor u. Prof. a. D., Berlin NW 87, Flotowstr. 10.
Wildvang, Konrektor a. D., Emden, Karl-von-Müller-Str. 23.
Zimmermann, Geh. Bergrat, Landesgeol. u. Prof. a. D., Bln.-Wilmersdorf, Hildegardstraße 20, Lindenhof 2.

IV. Korrespondenten

Rheinprovinz

Hamacher, Karl, Dr., Studienrat, Wuppertal-Barmen, Seydlitzstr. 9.
Paul, Henry, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Weyland, Hermann, Prof., Dr., Honorarprofessor für Paläobotanik an der Universität Köln, Wuppertal-Elberfeld, Nüllerstr. 139.
Zelter, Wilhelm, Dr., Stadtbaumeister, Wuppertal-Barmen, Hesselnberg 56.
Zörner, Dr.-Ing. h. c., Bergrat, Generaldirektor i. R., Bensberg b. Köln/Rh., Milchbornthalweg 4.

Saarland (Untersaarland)

Guthörl, Paul, Dr. h. c., Kustos, Saarbrücken 2, Bergschule.

Provinz Westfalen

Althoff, W., Bielefeld, Wertherstr. 30.
Langewiesche, Friedrich, Prof., Oberstudienrat i. R., Bünde/Westf., Herforderstraße 17.
Schmidt, Arthur, Dr., Studiendirektor, Bielefeld, Auf dem Calvinenfelde 20.
Torley, K., Dr., Sanitätsrat, Iserlohn.

Provinz Hessen-Nassau

Borgstede, Otto, Dr., Landesvermessungsrat i. R., Wiesbaden, Kreidelstr. 7.
Kräusel, Richard, Univ.-Prof., Studienrat, Dr., Frankfurt/Main, S 10, Danneckerstr. 25.
Lüstner, G., Prof. Dr., Kommissar f. Naturdenkmalpflege, Pflanzenpathologische Versuchsstation, Geisenheim/Rhein.
Pusch, Felix, Schriftleiter, Bad Wildungen.
Vonderau, Josef, Prof., Dr., Fulda, Waides 15.
Wenz, W., Dr., Studienrat, Frankfurt/Main, Röderbergweg 47.

Provinz Hannover und Oldenburg

Bock, E., Bergingenieur i. R., St. Andreasberg i. Harz, Bärental 601.
Brockmann, Christoph, Lehrer i. R., Wesermünde-Lehe, Roßbacherstr. 3.

Pfaffenberg, K., Lehrer, Vorwohlde b. Sulingen in Hannover.
Schütte, H., Dr. h. c., Rektor i. R., Oldenburg i. O., Ziegelhofstr. 55.

Braunschweig und Lippe

Grunewald, Hans, Studienrat, Salzuflen, Am Ostpark 8 a.
Käse, Karl, Kaufmann, Eschershausen, Kr. Holzminden, Raabestr. 162.

Schleswig-Holstein und Lübeck

Boysen, Wilhelm, Dr. jur., Rechtsanwalt u. Notar, Flensburg, Marienhölzungsweg 67.
Busch, Andreas, Landwirt, Morsumhafen auf Nordstrand.
Delff, Christian, Dr. phil., Buchhändler, Husum, Süderstraße.
Jensen, Wilhelm, Kirchenmaler, Leiter des Eiderstadter Heimatmuseums, Garding.
Sonder jun., Wolfgang, Apothekenbesitzer, Bad Oldesloe.

Provinz Sachsen

Hansen, Albert, Dr., Tierarzt, Eilsleben, Bez. Magdeburg.
Klett, Bernhard, Rektor, Mühlhausen (Thür.), Bahnhofstr. 17.
Landmann, Otto, Konrektor i. R., Stolberg/Harz.
Olzhausen, Rektor, Salzwedel.
Schmidt, Paul, Mittelschullehrer, Harzgerode/Harz.
Wünschmann, Karl, Dr., Studienrat, Eisleben, Clingesteinstr. 10.

Freistaat Sachsen

Czygan, Kurt, Oberstudiendirektor, Leipzig O 5, Möbiusstr. 13.

Land Thüringen und Anhalt

Auerbach, Alfred, Rektor, Museumsdirektor, Gera.
Böttcher, Julius, Studienrat, Ohrdruf/Thür.
Franke, Adolf, Studienrat i. R., Arnstadt/Thür., Stadtilmerstr. 1.
Georgi, Paul, Mittelschullehrer, Schleusingen/Thür., Ilmenauerstr. 1.
Gimm, O., Lehrer, Elgersburg/Thür.
Kirste, Ernst, Rektor, Altenburg/Thür., Roonstr. 1.
Knauer, Anton, Betriebsführer i. R., Schwarza/Saale.
König, Walter, Dr., Studienrat, Weimar, Friesstr. 1.

Kraus, Hans, Dr.-Ing., Dipl.-Bergingenieur, Groß-Kamsdorf b. Saalfeld (Thür.).
Meyer, Hermann, Gaswerksinspektor i. R., Saalfeld/S., Richterstr. 15.
Michael, P., Prof., Dr., Studienrat i. R., Weimar, Kohlstr. 18.
Weber, Hans, Dr., Studienrat, Gotha, Dorotheenstr. 34.
Weiss, Artur, Dr. phil. nat., Hildburghausen, Schloßgasse 9.

Provinz Brandenburg

Bennhold, W., Fabrikdirektor, Fürstenwalde/Spree, Trebuserstr. 1.
Domnick, Emil, Pfarrer i. R., Werder/Havel, Fischerstr. 106 b.
Kindermann, Walter, Lehrer, Cahnsdorf bei Luckau, N.-L.
Kummerow., E., Mittelschullehrer a. D., Rüdersdorf b. Berlin, Brückenstr. 2.
Sanders, K. W., Dipl.-Ing., Berlin-Charlottenburg, Stuttgarter Platz 22 IV.
Stoeckert, G., Hüttendirektor a. D., Frankfurt/Oder, Bremerstr. 33.

Provinz Pommern

Bannier, Alfred, Dr. med., prakt. Arzt, Stolp i. Pom., Bismarckplatz 1.
Franke, Karl, Dr., Studienrat, Lauenburg i. Pom., Moltkestr. 19.

Provinz Oberschlesien

Grundey, Max, Oberlandmesser i. R., Museumsleiter (Oberschles. Museum), Gleiwitz, O.-S., Moltkestr. 36.
Plank, Franz, Dipl.-Ing., Betriebsdirektor, Gogolin, O.-S.

Provinz Niederschlesien

Dittrich, Gerhard, Dr., Studienrat, Breslau 16, Pirolweg 20.
Göhr, Franz, Prof., Dr., Studienrat, Glatz/Schles., Gartenstr. 25.
Zimmermann, Fr., Bergschullehrer, Waldenburg-Altwasser, Mangelweg 6.

Provinz Grenzmark Posen—Westpreußen

Dobrindt, Otto, Lehrer, Großdorf bei Unruhstadt.
Fräse, Richard, Mittelschullehrer, Schneidemühl, Berliner Str. 57.
Tittel, D., Dr., Zahnarzt, Flatow, Hindenburgstr. 1.

Provinz Ostpreußen

Gross, Hugo, Dr., Studienrat, Allenstein, Bismarckstr. 17.
Lieck, Robert, Lehrer, Braunsberg/Ostpr., Arendtstr. 15.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15000

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Tu 15003

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr 1937

Band 58

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

A. Wissenschaftlicher Teil

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK

BERLIN

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1938

25/4

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr 1937

Band 58

B. Amtlicher Teil

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT BIBLIOTHEK DANZIG

BERLIN

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1938

25/4

360

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

2.1.1941

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej