Jahrbuch
der
Reichsstelle f
Bodenforschu

61

1940

D.o 1588, N. 1

29 Taf.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Jahrbuch

der

Reichsstelle für Bodenforschung

für das Jahr 1940

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Band 61

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI
Dział B Nr. 76.
Dnia 18. X. 1946.

BERLIN
Reichsstelle für Bodenforschung
N4, Invalidenstraße 44
1941

7

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG
1943.70

Inhalt

I. Aufsätze

Seite

Beyer, Kurt: Zur Kenntnis des Silurs im Rheinischen Schiefergebirge I. Das Auftreten von *Tomaculum problematicum* Groom im Ebbe-Sattel und die Bedeutung der Kotpillen-Schnur für die Gliederung des sauerländischen Ordoviciums. (Mit 6 Abb.) . . . . . 198—221

Beyer, Kurt: Zur Kenntnis des Silurs im Rheinischen Schiefergebirge II. Die Plettenberger Bänderschiefer, das älteste Ordovicium im rechtsrheinischen Schiefergebirge. (Mit Taf. 19 u. 8 Abb.) . . . . . 222—253

Beyer, Kurt: Zur Kenntnis des Silurs im Rheinischen Schiefergebirge III. Die Gliederung des Ordoviciums im Kern des Remscheider Sattels. (Mit 1 Abb.) 254—266

Bierther, Wilhelm: Geologie des unteren Hahnenbachtales bei Kirn a. d. Nahe. (Mit Taf. 15 u. 19 Abb.) . . . . . 109—156

Brockamp, Bernhard: Zur Entstehung des Stederdorfer Grabens bei Peine. (Mit Taf. 1—3 u. 2 Abb.) . . . . . 1— 6

Brockamp, Bernhard: Zum Bau des tieferen Untergrundes in Nordost-Deutschland. (Mit Taf. 16—18 u. 2 Abb.) . . . . . 157—185

Dammer, Bruno: Über Flottsande in der östlichen Mark Brandenburg. (Mit 1 Abb.) . . . . . 186—197

Gothan, Walter: Über die Samen und Pollenorgane von *Lonchopteris rugosa.* (Mit Taf. 22 u. 1 Abb.) . . . . . 278—282

Hartung, Wolfgang: Pflanzenreste aus dem südspanischen Karbon. (Mit Taf. 20 u. 21 u. 1 Abb.) . . . . . 267—277

Herrmann, Rudolf: Erdgeschichtliche Voraussetzungen der Oberflächengestaltung im Harz und im Fichtelgebirge. (Mit 3 Abb.) . . . . . 68— 78

Kutscher, Fritz: Die Fauna von Berresheim bei Mayen. (Mit Taf. 14) . . . 56— 67

Richter, Gerhard: Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im Hessischen Raume. (Mit Taf. 23—25 u. 19 Abb.) . . 283—332

Riedel, Leonhard: Zur Paläogeographie der Kreide in Nordwestdeutschland. (Mit 3 Abb.) . . . . . 7— 19

Tauber, Alfons F.: Die Bedeutung rezenter, mariner und limnischer Geröllwanderung für das Auftreten von exotischen Geröllen mit Beispielen aus den tertiären Sedimenten des Wiener Beckens. (Mit 10 Abb.) . . . . 79—108

Teichmüller, Marie-Luise: Der Feinbau amerikanischer Kohlen im Anschliff und Dünnschliff. (Mit Taf. 4—13.) . . . . . 20— 55

II. Nachrufe

Berg, Georg: Oskar Grupe † . . . . . 335—345

Dienemann, Wilhelm: Dodo Wildvang † . . . . . 371—380

Krause, Paul Gustav: Friedrich Kaunhowen † . . . . . 347—357

Utescher, K.: Robert Ganssen † . . . . . 359—369

III. Register

a) Sachregister . . . . . 383—394

b) Ortsregister . . . . . 395—402

c) Fossilregister . . . . . 403—406

I. Aufsätze

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Zur Entstehung des Stederdorfer Grabens bei Peine

Von Bernhard Brockamp, Berlin

Tafel 1 bis 3 und 2 Abbildungen.

Der Stederdorfer Graben gehört der großen rheinischen Zerrungszone an, die sich in Deutschland vom Oberrheintalgraben über die hessischen Gräben bis zu den Salzaufbrüchen Schleswig-Holsteins verfolgen läßt. Und zwar begleitet der Stederdorfer Graben einen jener Brüche, an denen die verhältnismäßig flachgründige subherzyne Scholle treppenförmig zum niedersächsischen Becken absinkt.

Auf den ersten Blick erscheint dieses Gebiet denkbar ungeeignet für eine tektonische Studie. Eine mächtige Decke von Quartär und Tertiär macht hier kleintektonische Strukturuntersuchungen, wie sie sich z. B. im hessischen Bergland durchführen ließen, unmöglich. Auch morphologisch kann der Ablauf der Krustenbewegungen im Flachland nicht mehr verfolgt werden. — Andererseits ermöglicht aber die verhältnismäßig geschlossene Sedimentfolge des niedersächsischen Beckens eine recht genaue zeitliche Analyse des tektonischen Werdeganges dieser rheinischen Störungszone, sofern nur ein genügend dichtes Bohrnetz einen Einblick in den tieferen Untergrund erlaubt.

Das ist jetzt der Fall: es liegen nunmehr die Ergebnisse von 30 Bohrungen vor, die im Auftrag der Reichsstelle für Bodenforschung in den letzten beiden Jahren zur Untersuchung des Ilseder Erzhorizontes bei Stederdorf heruntergebracht worden sind. Die Bohrungen stehen in einem Senkungsfeld, das an der Fuge zweier großer Schollen liegt, nämlich der des Hämeler Waldes im Westen und der von Woltorf im Osten. — Schon aus den aufschlußreichen Pionierbohrungen, die Anton Raky und seine Mitarbeiter bei Stederdorf durchgeführt hatten, ergab sich die ungefähre Erstreckung des Stederdorfer Senkungsfeldes, d. h. eines Gebietes relativ großer Tertiär- und Oberkreidemächtigkeit zwischen den Salzstöcken von Gr. Ilsede und Ödesse (vgl. Woldstedt 1935).

Um die genaue Umgrenzung der Senke und den Ausstrich etwaiger größerer Randbrüche zu ermitteln, wurde im Frühjahr 1938 die Geophysik eingesetzt (vgl. Brockamp 1940).

Zunächst wurden radioaktive Messungen durchgeführt. Sie ergaben nur nahe der Straße Peine—Stederdorf, also im Osten der Senke, eine deutliche Störungszone, die sich durch ein breites, flaches Maximum auszeichnet. — Auch die seismischen Refraktionsmessungen, welche die Tiefenlage der schallharten Oberkreidekalke unter den weniger schallharten Tonen und Sanden des Tertiärs im einzelnen feststellten, ließen im Westen der Stederdorfer Senke keine größere Störung erkennen. Es ergab sich vielmehr, daß die Oberkreide allmählich beckenwärts absinkt, und zwar an vielen kleinen Brüchen: die zeitlichen Versetzungen in den

Laufzeitkurven der seismischen Wellen könnten zwar auch als ausstreichende Bänke des Mukronatensenons unter dem transgredierenden Tertiär gedeutet werden; da aber die Schichten in den Bohrkernen fast immer horizontal liegen und sich andererseits die Tiefenlage der Oberkreide rasch ändert, trifft die Annahme kleiner Störungen sehr wahrscheinlich zu.

Im Osten muß sich die Tertiärbasis nach den seismischen Beobachtungen steiler herausheben. Die Seismik läßt dort, wo die radioaktiven Messungen das flache Maximum ergeben hatten, einige deutliche Bruchstufen erkennen. Ein großer Randbruch ist also in der seismischen Bezugsfläche, d. h. der Tertiärbasis, nicht wahrzunehmen; es liegt aber nahe, die seismisch nachweisbaren kleinen Staffelbrüche mit posthumen Bewegungen über der großen Störungzone in Zusammenhang zu bringen, an der das tiefere Senon neben die Unterkreide der Scholle von Woltorf verworfen ist (vergl. S. 3).

Auf Grund der geophysikalischen Messungen ließ sich auf diese Weise der Bereich der Stederdorfer Senke mit hinreichender Genauigkeit abgrenzen. Die Bohrtätigkeit konnte sich somit auf die Untersuchung des Raumes beschränken, in dem allein die eisenerzführenden Schichten des Oberemschers zu erwarten waren. Nur die Bohrungen, die als Schachtvorbohrungen gedacht waren, wurden westlich und östlich der Stederdorfer Senke angesetzt.

Da die Zahl der Bohrgeräte für die Erzbohrungen beschränkt war, und die Zeit drängte, mußte vorwiegend gemeißelt werden. Die Bohrproben der im folgenden erwähnten Bohrungen wurden von den Herren Dr. Riedel, Professor Seitz und Dr. Wicher von der Reichsstelle für Bodenforschung untersucht. — Die geologische Bearbeitung der Bohrungen wurde in folgender Weise durchgeführt:

Die Tertiärbasis, die meist durchmeißelt wurde, konnte oft schon auf Grund des Bohrfortschrittes, der hier sprunghaft abnimmt, mit hinreichender Genauigkeit festgestellt werden. Im übrigen erlaubten Spül- und Meißelproben die Grenzziehung.

Auch in den Kalken des Mukronaten- und Quadratensenons wurde durchweg gemeißelt. Hier ermöglichte die elektrische Kernung, die von der Gesellschaft für nautische und tiefbohrtechnische Instrumente, Kiel, im Auftrag der Reichsstelle für Bodenforschung durchgeführt wurde, eine weitgehende Parallelisierung der Schichten, wie Taf. 1 zeigt. Die stratigraphische Eingliederung der elektrischen Leithorizonte ergab sich dabei aus folgenden Beobachtungen von Herrn Dr. Riedel:

1. Die Bohrung Peine 6 traf die Basis des Quadratensenons zwischen 310 und 320 m an. Das entspricht dem elektrischen Leithorizont A 1 (Tafel 1), der mithin auch in den benachbarten Bohrungen als Basis des Quadratensenons zu deuten ist.

2. In der Bohrung Stederdorf 8 liegt tiefes Mukronatensenon bei 228 m transgressiv auf Unterkreide. Die elektrische Leitschicht A 6 der Stederdorfer Bohrungen dürfte also einem basalen Horizont des Mukronatensenons entsprechen.*)

*) Herr Prof. Seitz fand in der Bohrung Stederdorf 12 in diesem Schichtpaket, das sich elektrisch fast in allen Bohrungen wiedererkennen läßt, neben *Belemnitella mucronata Actinocamax quadratus*. Auch in Peine 7 beobachtete Herr Dr. Riedel in diesem Paket *Actinocamax quadratus*. Es handelt sich also offenbar um eine bis 30 m mächtige Übergangszone zwischen höherem Quadraten- und tieferem Mukronatensenon, in der die Leitformen nebeneinander auftreten können.

Im tieferen Granulatensenon und im Oberemscher wurde durchweg gekernt. Eine elektrische Parallelisierung war hier wegen des raschen Fazieswechsels nicht möglich.

In die Unterkreide, d. h. in das Liegende des Erzhorizontes, wurde noch einige Meter hineingebohrt. Die Tone gehören mikrofaunistisch, wie Herr Dr. Wicher zeigte, dem oberen Unteralb an. Eine Winkeldiskordanz zwischen Unter- und Oberkreide wurde nicht beobachtet.

In Tafel 2 ist das Ergebnis der auf diese Weise bearbeiteten Bohrungen veranschaulicht, und zwar in einem Quer- und Längsschnitt durch die Stederdorfer Senke. Wie Taf. 2 zeigt, erweist sich der große Bruch, der das Senon der Stederdorfer Senke neben die Unterkreide der Scholle von Woltorf verwirft, als jünger als das Quadratensenon. Aber schon die deutliche Zunahme der Mächtigkeiten im Oberemscher und innerhalb der Granulaten- und Quadratenkreide im Graben zeigt, daß der Graben bereits z. Zt. der Ablagerung dieser Schichten als Senke angedeutet war (allerdings läßt sich über den Ostrand der Senke zu dieser Zeit nichts Näheres aussagen). — Der große Bruch ist andererseits älter als das Mukronatensenon, da dieses auf Quadratenschichten und Unterkreide diskordant übergreift. Jedoch lassen sich auch noch in der Mächtigkeitszunahme des Mukronatensenons und des Tertiärs in der Stederdorfer Senke Bewegungen erkennen, die als posthume Nachklänge der früheren Absenkung angesehen werden dürfen.

Von besonderem Interesse sind dabei die Mächtigkeitsschwankungen im Mukronatensenon. Da die Schichten in den Bohrungen Sundern 2 und 3 flach liegen (vgl. Taf. 2), ist die rel. große Mächtigkeit des Mukronatensenons in den Porositätsprofilen nicht etwa eine scheinbare und auf ein steileres Einfallen der Schichten zurückzuführen. Die Porositätsprofile geben vielmehr die wahre Mächtigkeitszunahme des Mukronatensenons im Stederdorfer Graben an: während das Mukronatensenon im Westen und Osten des Grabens in den Bohrungen Stederdorf 8 bzw. Peine 6 nur 115 bzw. 125 m mächtig wird, schwillt es im Graben, wie die Bohrungen bei Sundern zeigen, auf über 300 m an.

Die Mächtigkeitszunahme vollzieht sich dabei im Mukronatensenon nicht allein dadurch, daß sich unter dem transgredierenden Tertiär in der Grabenmitte noch jüngere Horizonte einstellen, sondern vor allem dadurch, daß die älteren Horizonte des Mukronatensenons hier mächtiger werden.

Aus dem Kurvenbild (vgl. Taf. 1) der Bohrungen Sundern 2 und 3 ergibt sich, daß neben den kleineren Schwankungen der Porosität vier größere Bereiche an- und abschwellender Porosität im Mukronatensenon unterschieden werden können; sie sind mit Mukronatensenon I, II, III und IV bezeichnet.

Diese rhythmischen Schwankungen der Porosität dürften, wie vergleichende Untersuchungen in den Plänerkalken bei Salzgitter zeigten, mit großer Wahrscheinlichkeit auf den bald mehr, bald minder großen Tongehalt des Mukronatensenons zurückzuführen sein: je reiner der Kalk ist, desto poröser ist er; mit steigendem Tongehalt nimmt das Porenvolumen ab. Die vier Porositätsrhythmen dürften also einem gewissen rhythmischen Ablauf der Sedimentation entsprechen, der angesichts des labilen Charakters der Grabenscholle am ehesten mit tektonischen Bewegungen in Zusammenhang gebracht werden kann. Da die Sedimentationsrhythmen in der labilen Grabenscholle von unten nach oben sukzessiv kleiner werden, während dies auf den rel. stabilen Schollen im Westen und Osten des Grabens nicht in dem Maß zu beobachten ist, liegt die Vermutung nahe, daß die Sedimentationszyklen mehr oder weniger gleich großen Zeitabschnitten ent-

sprechen. Wenn diese Annahme richtig ist, erfolgte die Absenkung der stabilen Randschollen zu den verschiedenen Zeiten relativ gleichmäßig, die Absenkung der labilen Grabenscholle verlief dagegen ungleichmäßig und zwar derart, daß das Ausmaß der Bewegung sukzessiv kleiner wurde. Die Absenkung des Stederdorfer Grabens, die an der Wende vom Quadraten- zum Mukronatensenon orogenes Ausmaß erreicht hatte, scheint also im Mukronatensenon zu verklingen (vgl. Abb. 1).

Der Stederdorfer Graben ist also bis zu einem gewissen Grade kontinuierlich gesunken, wenn auch das Ausmaß der Bewegungen zeitlich schwankte. In Taf. 3 ist versucht worden, den Werdegang der Stederdorfer Senke auch kartenmäßig darzustellen. Man gewinnt den Eindruck, daß der Bereich der Salzhorste von Gr. Ilsede und Ödesse schon im Oberemscher und tieferen Senon als Hochgebiet angedeutet war. Bei der intensiven Senkung des Stederdorfer Grabens könnten, wie dies bereits E. Voigt vermutete, Salzabwanderungen nach den Salzhorsten von Gr. Ilsede und Ödesse neben der Kippung der Hämeler-Wald-Scholle nach Osten eine Rolle spielen.

Die Verhältnisse der Stederdorfer Senke stehen nicht vereinzelt da. Auch an den rheinischen Brüchen des Salzgitterer Gebietes haben sich ähnliche Zerrungen

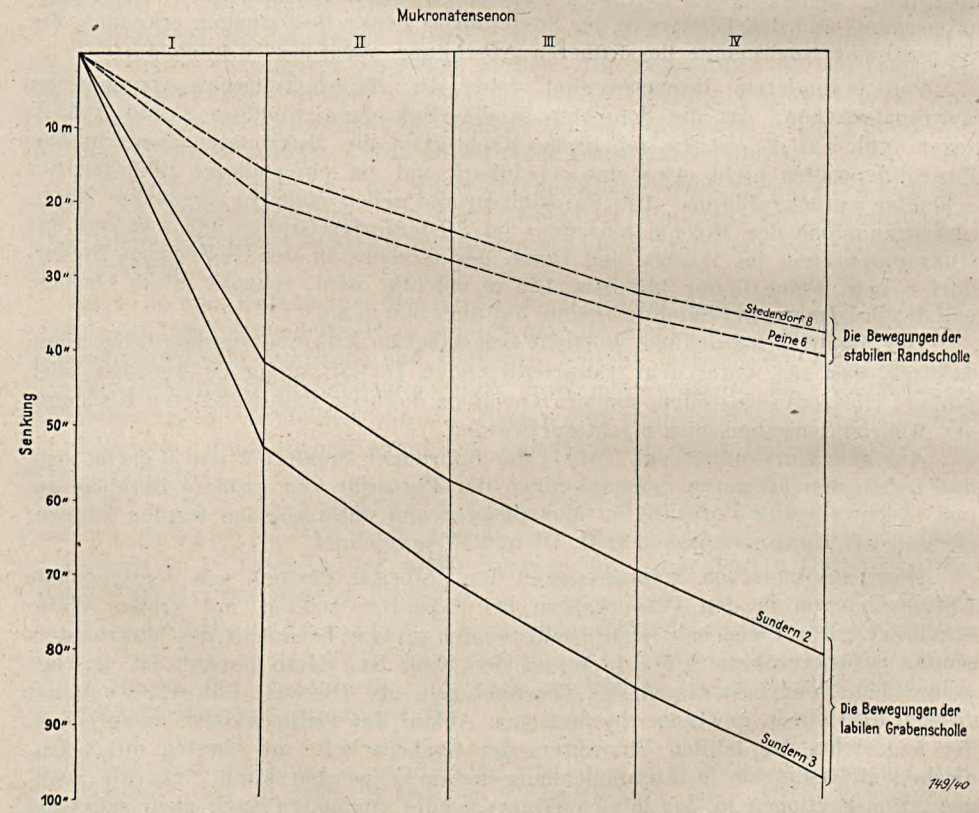


Abb. 1. Die Absenkung des Stederdorfer Grabens im Mukronatensenon

Das Tempo der Senkung der Graben-Scholle wurde im Lauf des Mukronatensenons rasch kleiner, während die Bewegungen der Randschollen verhältnismäßig konstant blieben.

und damit verbundene Schollenverkippungen (wenn auch zu anderen Zeiten) ereignet, wie die Untersuchungen von H. Kölbel in den Jahren 1935 bis 1937 ergaben. Im folgenden sei nur auf die Ringelheimer Störungszone eingegangen. Ihre Struktur ist durch die zahlreichen Bohrungen der Reichsstelle für Bodenforschung bereits weitgehend geklärt. Die Bohrungen bestätigten, daß die Keuperscholle von Nauen-Haverlah, auf die J. Weigelt wiederholt hingewiesen hat, im Südosten von einer schmalen vorkretazischen Senke begleitet wird, und daß gerade im Bereich der Randzone des vorkretazischen Keuperhorstes die Unterkreide ungewöhnliche Mächtigkeit erreicht. Eine gewisse Posthumität ist also auch in der Ringelheimer Senke nicht zu leugnen. — Bei der posthumen Abwärtsbewegung der Randzone sind dabei gelegentlich sogar noch Brüche während der Ablagerung der Unterkreide entstanden. So beobachtete bereits Ph. Schmitt solche Brüche 1936 in der Finkelkuhle zwischen Ringelheim und Salzgitter (vgl. H. Kölbel, 1938).

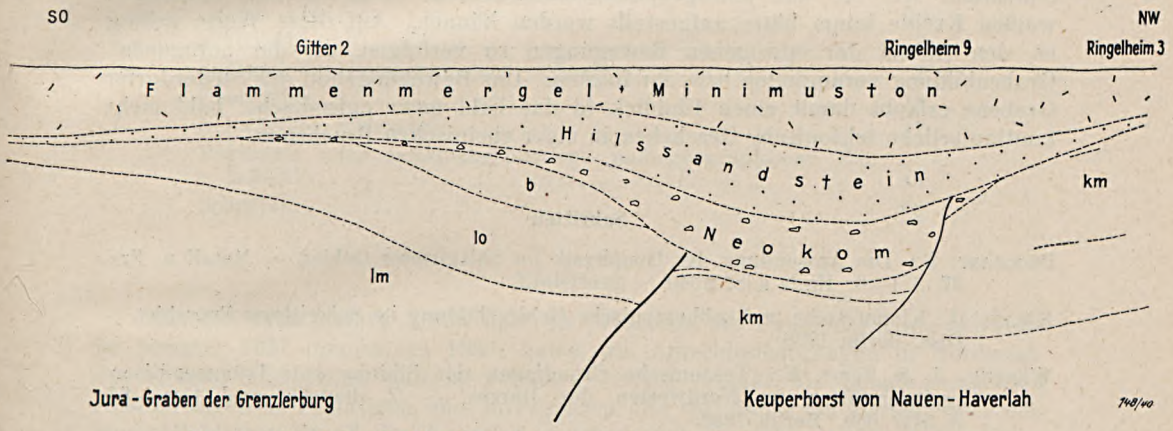


Abb. 2. Profil durch die Ringelheimer Senke am Ende der Unterkreidezeit (nicht überhöht)

Zur Konstruktion des Profils wurden auch benachbarte Aufschlüsse herangezogen. km Mittlerer Keuper, lm Mittlerer Lias, lo Oberer Lias, b Dogger.

In Abb. 2 sind diese Verhältnisse in einem Querprofil durch die Randzone des großen Keuperhorstes von Nauen-Haverlah veranschaulicht. Dabei wurde von den jüngeren Bewegungen abstrahiert und als Bezugsfläche die Oberkreidebasis gewählt. Wie Abb. 2 zeigt, sind die Verhältnisse bei Ringelheim nicht mehr so einfach wie im Stederdorfer Graben; denn die Unterkreide-Mächtigkeit wächst zwar mit Annäherung an den Grabenrand in ähnlicher Weise wie die der Oberkreide im Stederdorfer Graben, aber ihre größte Mächtigkeit erreicht die Unterkreide bei Ringelheim nicht im Bereich des Grabens, sondern erst auf dem Randgebiet der Hochscholle.

Diese Bildung einer Senke über dem ursprünglichen Hochgebiet kann man mit einer Salzabwanderung in Zusammenhang bringen (vgl. J. Weigelt, 1932). Da der vorkretazische Keuperhorst von Nauen-Haverlah eine Schrägscholle darstellt, die nach Nordwesten abdacht, liegt die Annahme nahe, daß das Zechsteinsalz in der Keuperscholle der nach Südosten aufsteigenden vorgezeichneten Bahn folgte und sich im Salzstock von Salzgitter staute, d. h. an der Kreuzungsstelle

der Ringelheimer Störungszone mit der vorkretazischen Anlage des Salzgitterer Sattels. Das Salz floß dabei in erster Linie aus dem höchsten Teil der gekippten Scholle und aus der aufgelockerten Störungszone ab, so daß hier das Deckgebirge am stärksten nachbrach. Dieser Vorstellung entspricht, daß die Unterkreide über der Randzone des Keuperhorstes ihre größte Mächtigkeit erreicht.

Bei Salzgitter dürfte somit das hochmobile Salz des Untergrundes das tektonische Bewegungsbild einer rheinischen Zerrungszone wenigstens im oberflächennahen Stockwerk wesentlich stärker modifiziert haben als bei Stederdorf. Das Bewegungsbild des Stederdorfer Grabens ist deshalb einfacher und klarer.

Zusammenfassung

Der Vergleich der Porositätsprofile in den Stederdorfer Bohrungen der Reichsstelle für Bodenforschung ermöglichte eine stratigraphische Feingliederung der Schichten, wie sie auf petrographisch-faunistischem Wege in der eintönigen weißen Kreide kaum hätte aufgestellt werden können. Auf diese Weise gelang es, den Ablauf der epirogenen Bewegungen zu verfolgen, die der „orogenen" Grabenbildung vorangingen bzw. ihr folgten. Das Bewegungsbild des Stederdorfer Grabens erlaubt damit einen Einblick in das bald mehr episodische, bald mehr kontinuierliche tektonische Geschehen in einer rheinischen Bruchzone.

Schriften

Brockamp, B.: Die Anwendung der Geophysik im Salzgitterer Gebiet. — Metall u. Erz, **37**, S. 1—6. Halle a. S. 1940.

Kölbel, H.: Kimmerische und subherzynische Gebirgsbildung im Salzgitterer Erzgebiet. — Diss. Berlin 1938.

Weigelt, J. & Voigt, E.: Tektonische Grundlagen der Bildung von Trümmer-Eisenerzlagerstätten im Nordwesten des Harzes. — Z. deutsch. geol. Ges., **83**, S. 541—569. Berlin 1932.

Woldstedt, P.: Über den Charakter schmaler Störungszonen und breiter Sättel im Gebiet zwischen Harz und Hannover. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1934, **55**, S. 93—102. Berlin 1935.

Zur Paläogeographie der Kreide in Nordwestdeutschland

Von Leonhard Riedel, Berlin, z. Z. Hannover

3 Abbildungen

Inhalt

	Seite
Einleitung	7
Südrand der Pompeckj'schen Schwelle	7
Oberkreide	12
NO-wärtige Richtungen	17
Regionale oder salzstockgebundene paläogeographische Einheiten?	18
Schriften	19

Einleitung

Seit Abschluß meiner Arbeit über die Westseite der Pompeckj'schen Schwelle im Sommer 1937 (erschienen 1938) haben die Aufschlußbohrungen in Nordwestdeutschland eine Menge Material geliefert, welches erlaubt, die damals gemachten Ausführungen zu bestätigen und zu ergänzen. Es soll daher ein Bericht über den augenblicklichen Stand der Kenntnis gegeben und versucht werden aufzuzeigen, wie sich die Zusammenhänge nach dem jetzigen Stand der Aufschlüsse zu gestalten scheinen.

Das allgemeine paläogeographische Bild ist durch die neuen Aufschlüsse durchaus bestätigt worden, muß aber entsprechend dem Fortschritt der Aufschlüsse modifiziert werden. Als Charakteristikum der Braunschweiger Bucht gegenüber der Pompeckj'schen Schwelle wurde angenommen, daß in der Braunschweiger Bucht die Unterkreide in lückenloser Folge und erheblicher Mächtigkeit ausgebildet sei, während auf der Schwelle selbst die Unterkreide in geringer Mächtigkeit anstehe, und daß nur höhere Unterkreide (Alb-Apt) auf ihr vorhanden sei, während die tiefere fehle. Diese Anschauungen gelten auch für den O des niedersächsischen Anteils der Pompeckj'schen Schwelle, welcher nach dem Stande der damaligen Aufschlüsse im wesentlichen nur behandelt wurde, durchaus weiter. Im W jedoch haben die neuen Bohrungen eine vollständigere Ausbildung der Unterkreide, bis zum Unter-Hauterive einschließlich, aber in reduzierter Mächtigkeit, gezeigt. Hierauf wird im einzelnen weiter unten noch eingegangen.

Südrand der Pompeckj'schen Schwelle

Nach der Kenntnis bis zum Jahre 1937 war es nur möglich, den Südrand der Pompeckj'schen Schwelle etwa bis in die Gegend des Salzstockes von Blenhorst

exakt festzulegen. Der weitere Verlauf der Südgrenze nach W zu und ihr Umbiegen nach N konnte damals nur ganz kursorisch angegeben werden, was auf der Karte durch Fragezeichen angedeutet wurde.

Inzwischen haben die Aufschlüsse am Salzstock von Wahn Verhältnisse ergeben, welche gestatten anzunehmen, daß diese Gegend höchstwahrscheinlich kurz westlich des Westrandes der Schwelle liegt, etwa an der Umbiegungsstelle des Südrandes nach N, und zwar bereits nicht mehr auf der Schwelle selbst. In einer der dortigen Bohrungen ist nämlich unter dem sonst auf dem westlichen Teil der Pompeckj'schen Schwelle bekannten Unter-Hauterive Obervalendis mit *Dichotomites terscissus* v. Koen. in toniger Fazies erbohrt worden. Weitere Valendis-Horizonte konnten in den Kernen nicht fossilmäßig nachgewiesen werden. Unter dem Valendis folgte echter Wealden in Form von Cyrenen-Tonsteinen und Cyrenen-Kalksteinen. Wenn auch diese Stufen in nur verhältnismäßig geringer Mächtigkeit vorhanden sind, so deutet doch ihr Nachweis auf eine Lage der Gegend schon außerhalb der Pompeckj'schen Schwelle hin. Auf dieser wurde das Valendis und der Wealden bisher niemals angetroffen. Die Gegend von Wahn ist also in bezug auf ihre Lage zur Pompeckj'schen Schwelle etwa mit der Gegend von Rodewald zu vergleichen. Wenn so die Möglichkeit besteht, die im allgemeinen OSO—WNW verlaufende Südgrenze der Pompeckj'schen Schwelle weiter in der gleichen Richtung bis in die Gegend von Wahn zu verlängern, so kommt ein Bild zustande, welches dem von G. Richter (1938, S. 972) für die marine Unterkreide gezeichneten entspricht. Richter hat dieses Bild der sogenannten Osnabrücker Straße in Analogie mit dem Bild des Weiß-Jura gezeichnet, da es damals noch keine Aufschlüsse in der dortigen Gegend gab und der Schwellenrand irgendwie weiter nach W laufen mußte.

Die Pompeckj'sche Schwelle zur Unterkreide

Nach der Ausbildung der reduzierten Unterkreide lassen sich auf der Pompeckj'schen Schwelle drei Einheiten unterscheiden:

1) der Ostteil, auf welchem in der Gegend der Bohrung „Landesvater" bei Salzwedel, bei Meißendorf und bei Höfer-Habighorst das Mittel-Alb transgrediert, in der Gegend von Soltau sogar erst das Ober-Alb. Dieser Komplex wurde in meiner Arbeit von 1937 im wesentlichen als Westrand der Pompeckj'schen Schwelle aufgefaßt.

2) der Mittelteil, im O an Teil 1) anschließend und im W in die Gegend von Hamdorf/Hengstlage reichend. In diesem mittleren Teil ist die Unterkreide schon vollständiger, aber noch immer lückenhaft und vor allem sehr ungleichmäßig ausgebildet. In manchen Fällen transgrediert das Alb (z. B. bei Hamdorf, Nortorf, Segeberg, Hengstlage), in anderen das Ober-Apt, gelegentlich in Eisenerz-Fazies (Eisendorf, Hohenhorn, Geesthacht), oder das Unter-Apt (Kallmoor). Die Transgression erfolgte hier entweder über wesentlich älteren Schichten (den Salzstöcken, Gipskeuper) oder über tieferen Stufen der Unterkreide, z. B. Hauterive oder limnische tiefe Unterkreide. Außerdem tritt an manchen Stellen auch vollständige Unterkreide in sehr geringer Mächtigkeit auf (Elmshorn, Reitbrook), bei Meckelfeld bisher allerdings unter Ausfall des Barrême (ob durch Störungen, ist fraglich).


Abb. 1
Paläogeographische Kartenskizze
der Unterkreide in Nordwestdeutschland
Helgoland
Mildstedt
Osterby
Hamdorf
Nortorf
KIEL
Heide
Eisendorf
Alberdorf
Süderhastedt
Marne
Lüsewitz
Segeberg
LÜBECK
Cuxhaven
Neuhaus
Krummendeich
Elmshorn
Schweriner See
Odisheim
Alfstedt
Jever
Wilhelmshvn.
Neustadt-Gödens
Pompeckjsche Scholle von Ostfriesland
Bremen
HAMBURG
Reitbrook
Hohenhorn
Geesthacht
Gr. Lafne-Plate
Moisburg
Meckelfeld
Rosenthal
Brömsenberg
Strackholt
Jaderberg
Kallmoor
Lüneburg
Volkensen
Elbe
Leer
Rhaude
Scholle von Hamburg
Schwelle
BREMEN
Soltau
Delmenhorst
Hengstlage
Wahn
Schneeheide
Scholle von Salzwedel-Soltau
Salzwedel
Meißendorf
Höfer
Niedersächsisches Becken
Meppen
Ems
Lingen
Damme
Dümmer See
Weser
Braunschweiger Bucht
Steinhuder Meer
Aller
Gifhorn
HANNOVER
Fliesberg-Osnabrück-Achse
Wiehen-Geb.
Weser-Geb.
Minden
Bentheim
Ibbenbüren
Osning-Achse
Vlotho
BRAUNSCHWEIG
Elm
Flechtinger Höhenzug
MAGDEBURG
Hildesheimer Halbinsel
Schichtstufe
Wealden + Fuhse
Fallstein
Staßfurt
MÜNSTER
Vollständige mächtige Unterkreide im ganzen Becken
Hauterive, Valendis, Infravalendis, Wealden am Salzstock von Wahn
Vollständige Unterkreide in reduzierter Mächtigkeit ab Unter-Hauterive
Fast vollständige Unterkreide in reduzierter Mächtigkeit ab Unter-Hauterive. Die Lücken ergeben sich aus den Formationsangaben neben dem Zeichen
Lückenhafte Unterkreide in reduzierter Mächtigkeit. Die Formationsangabe neben dem Zeichen gibt die tiefste vorhandene Stufe an
Alb transgrediert (Mittel- oder Ober-Alb)
Schollengrenzen, die Häkchen zeigen nach der tiefer liegenden Einheit
kh = Hauterive, kp = Apt, kl = Alb, u = unteres, m = mittleres, o = oberes
10 5 0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 Klm.
240/40

3) der westliche Teil bis zum eigentlichen Westrand der Pompeckj'schen Schwelle. In diesem Teil herrscht in der größten Mehrzahl der Fälle eine vollständige Entwicklung der Unterkreide, in geringer Mächtigkeit gegenüber dem Becken, aber in größerer Mächtigkeit gegenüber dem Vorkommen von vollständiger Unterkreide auf dem Teil 2), so z. B. bei Heide, Süderhastedt, Dedesdorf, Jaderberg. Manchmal fehlt jedoch das Barrême, und das Apt liegt auf dem Hauterive, z. B. bei Strackholt, Friedeburg-Gödenz, Hennstedt, Mildstedt; bei Jever und an den höheren Teilen der Strukturen von Osterby und Marne transgrediert sogar das Alb. Auf jeden Fall ist aber auf dem westlichen Teil das Hauterive und das Apt fast stets verhältnismäßig mächtig und in erstaunlicher Vollständigkeit entwickelt, so daß man fast stets eine Trennung der einzelnen Unterstufen vornehmen kann. Dies ist ein wesentlicher Unterschied gegenüber dem Mittelteil, auch in den Fällen, in denen das Barrême auf dem Westteil fehlt und Apt oder Alb auf dem Hauterive liegen. Auf dem Mittelteil ist das Hauterive, wenn es schon ausgebildet ist, stets sehr gering mächtig.

Es ist naheliegend, die drei Teile der Pompeckj'schen Schwelle so in Zusammenhang zu bringen, daß der Teil 1), am weitesten im O, zur Unterkreide-Zeit am höchsten gelegen war und daß auf ihm überhaupt keine oder fast überhaupt keine Senkung stattfand. Es wurde auf ihm daher überhaupt nicht sedimentiert, bzw. nur derartig wenig, daß die dünnen Unterkreide-Stufen der Transgression des Mittel-Alb restlos zum Opfer fielen. Der Teil 2), in der Mitte, kann so gedeutet werden, daß er schon etwas tiefer lag und auch etwas sank, jedoch in so geringem Ausmaße, daß auch hier bei den Undulationen des Meeres an vielen Stellen die meisten Sedimente wieder zerstört wurden, bzw. lokal überhaupt nicht zur Ablagerung kamen, so daß meist durchaus lückenhafte Profile entstanden. In dem 3) am weitesten westlich gelegenen Teil war die Meeresbedeckung zur Unterkreide anscheinend von ziemlicher Permanenz. Dieses Gebiet, als das tiefste der drei beschriebenen, lag wohl während der ganzen Zeit vom tiefen Hauterive ab unter Meeresbedeckung, und es machte sich auch eine schwache, aber deutliche Senkungstendenz bemerkbar. Nach der geringen Mächtigkeit seiner Unterkreide gegenüber der im Becken muß man es aber noch zweifellos zur Pompeckj'schen Schwelle zählen. Dies muß auch noch aus einem anderen Grunde geschehen: Zur Zeit der tiefen Unterkreide, des Wealden und Valendis, wurde auf dem Teil 3) überhaupt nicht oder nur in äußerst geringer Mächtigkeit sedimentiert. In der mikropaläontologischen Austauschsitzung vom 24. 3. 1939 (Petroleum 1939, S. 597) habe ich allerdings darauf hingewiesen, daß es nicht richtig sei, von einer Transgression der *noricus*-Schichten zu sprechen, wenn *Lyticoceras noricum* A. Röm. als tiefstes Fossil nachgewiesen sei. In mehreren Bohrungen ist dieser Ammonit stets 1—2 m über der Transgressions-Basis nachgewiesen worden, und es besteht daher die Möglichkeit, daß in diesen gering mächtigen Schichten von 1—2 m die zeitlichen Äquivalente tieferer Kreide-Stufen, des Valendis, stecken. (Wealden kommt nicht auch noch in Frage, da es sich um marine Transgressions-Schichten handelt, während der Wealden [= Infravalendis?] limnisch-terrestrisch ausgebildet ist.) Auf jeden Fall stehen die genannten dünnen Schichten aber, falls sie wirklich vorhanden wären, in keinem Verhältnis zu den außerhalb der Pompeckj'schen Schwelle nachgewiesenen Schichten gleichen Alters hinsichtlich ihrer Mächtigkeit und müssen so zu einer besonderen paläogeographischen Einheit gerechnet werden.

Für die geschilderte Auffassung von der primär verschiedenen Verteilung der Unterkreide-Sedimente auf den drei besprochenen Einheiten sprechen die bei Rosenthal erbohrten Verhältnisse, auf die mich Herr Dr. Kühne freundlichst hinwies. Dort wurde eine Wechsellagerung von marinen und limnisch-terrestrischen Schichten unter-hauteriven Alters angetroffen, wie aus den Fossilien in den marinen Lagen hervorgeht, in denen jedoch die Cephalopoden bisher fehlen. Die marinen Schichten sind als ziemlich stark sandige Tonsteine oder tonige Sandsteine z. T. auch mit Brachiopoden und Crinoiden ausgebildet. Diese Fazies deutet auf Küstennähe hin, die Wechsellagerung mit limnisch-terrestrischen Schichten auf sehr schwankende und instabile Meeresverhältnisse. Demnach ist es wahrscheinlich, daß im Unter-Hauterive die Küste in der Gegend von Rosenthal lag, während weiter im W rein marine Schichten zur Ablagerung kamen, mit Cephalopoden, meist in toniger Fazies ohne Zwischenschaltung von sandigen Sedimenten, die auf Küstennähe deuten könnten, und mit im allgemeinen nach W zunehmender Mächtigkeit.

Man gewinnt nach diesen Ausführungen über die Pompeckj'sche Schwelle den Eindruck, daß ihr Westteil ganz allmählich, aber systematisch, abfällt, und zwar nach W zu. Es ist überhaupt wichtig, einmal darauf hinzuweisen, daß es sich in den Bohrgebieten Nordwestdeutschlands eigentlich nur um den Westrand der Pompeckj'schen Schwelle handelt, wie ich es auch in dem Titel meiner Arbeit von 1937 (1938 b) zum Ausdruck gebracht habe. Das eigentliche Festland der Pompeckj'schen Schwelle lag weiter im O, in Mitteldeutschland. Pompeckj selbst (1921, S 322) hat sich jedenfalls eine erhebliche Landmasse darunter vorgestellt, da er als Punkte auf derselben folgendes angibt: Nordsee, jütische Halbinsel, mittleres Norddeutschland, Ostrand des heutigen böhmischen Pfeilers, Oberschlesien, Karpathen. Der von mir als Teil 1) bezeichnete Abschnitt der Pompeckj'schen Schwelle dürfte daher am Westrande des eigentlichen Festland-Gebietes gelegen sein, während die beiden übrigen Teile schon den Übergang zum Becken bilden, aber noch ein Teil der Schwelle selbst sind.

Zieht man die Trennungslinien zwischen den drei genannten Teilen, so kommt man zwangsläufig auf allgemein NO—SW verlaufende Linien, wobei die Trennungslinie der Teile 2) und 3) zwischendurch in die rheinische Richtung umbiegt (vgl. Karte Abb. 1). Die Bedeutung dieser Richtung wird noch später ausgeführt werden.

Um die besprochenen drei Teile des Westrandes der Pompeckj'schen Schwelle einfacher bezeichnen zu können, seien für sie folgende Namen vorgeschlagen:

1) für den Ostteil mit dem transgredierenden Alb: Scholle von Soltau-Salzwedel;
2) für den mittleren Teil mit der ungleichmäßig entwickelten Unterkreide: Scholle von Hamburg-Bremen;
3) für den W mit der ± vollständigen Unterkreide in reduzierter Mächtigkeit, mit den *noricus*-Schichten beginnend: Scholle von Ostfriesland.

Wenn es so naheliegt, die beschriebene Verteilung der Unterkreide auf der Pompeckj'schen Schwelle durch einfache primär verschiedene Höhenlage der einzelnen Schollen und primär verschiedenartige Senkungstendenz derselben zu erklären, in Verbindung mit der Wahrscheinlichkeit, daß das Meer im W, das Festland aber im O lag und so die küstenferneren Sedimente vollständiger zur Ablagerung kamen als die küstennäheren, so muß doch noch auf die Lücken in der Unterkreide auf den Schollen von Hamburg-Bremen und Ostfriesland ein-

gegangen werden, die auf eine andere Erklärungsmöglichkeit, bzw. auf eine Rolle noch anderer Faktoren hindeuten.

Man kann annehmen, daß die Senkungstendenz auf dem ganzen westlichen Teil der Pompeckj'schen Schwelle verhältnismäßig gleichmäßig war und daß alle Unterkreide-Stufen in reduzierter Mächtigkeit vom Unter-Hauterive an ursprünglich vorhanden waren, wobei allerdings ein primäres Anwachsen der Mächtigkeit nach W zu berücksichtigt werden muß. Vor Ablagerung des Apt bzw. Alb fanden dann tektonische Bewegungen, wahrscheinlich epirogener Natur, statt, durch welche die drei beschriebenen Schollen sich bildeten und verschieden hoch herausgehoben wurden, und zwar die Scholle von Soltau-Salzwedel am stärksten, die Scholle von Ostfriesland am wenigsten. Hierdurch wurden die Sedimente auf den einzelnen Schollen in den Bereich der Abtragung gehoben und auf der Scholle von Soltau-Salzwedel ganz, auf der Scholle von Hamburg-Bremen recht weitgehend und auf der Scholle von Ostfriesland nur teilweise zerstört. Neben dieser regionalen Hebung der Schollen als Ganzes war aber die Heraushebung auf den einzelnen Schollen nicht überall absolut gleichmäßig, entsprechend dem Relief des Meeresbodens, so daß gewisse kleine Gebiete als Inselchen oder Untiefen in den Bereich der zerstörenden Abtragung kamen. So könnte z. B. das Fehlen des Barrême bei Neustadt an der Oste erklärt werden, einer Örtlichkeit, die ringsum von Gebieten umgeben ist, in denen das Barrême n i c h t fehlt.

Vielleicht spielten auch lokale Bewegungen, z. B. an den einzelnen Salzstöcken bzw. deren tektonischen Vorläufern, eine Rolle, auch auf der von der Hochbewegung nur wenig betroffenen Scholle von Ostfriesland. Allerdings dürften diese Bewegungen ein recht bescheidenes Ausmaß gehabt haben, denn große Unterkreide-Mächtigkeiten wurden bei der geringen Sedimentation ja nicht abgetragen; und außerdem liegen die Schichten an den Salzstöcken stets ± horizontal, so daß nicht mit erheblichen eigentlichen Salzstockbewegungen zu dieser Zeit oder später gerechnet zu werden braucht.

Erst die kräftigen Transgressionen im Apt und Alb, welche die Überflutung der Pompeckj'schen Schwelle zur Oberkreide schon damals einleiteten (vgl. Riedel 1938 b, S. 32ff.), nahmen von diesen Schollen bzw. Inselchen und Untiefen wieder Besitz, nachdem die Hochbewegungen ihr Ende gefunden hatten. Diese Transgressionen, besonders im Apt, bedingten ja nicht nur auf der Pompeckj'schen Schwelle eine weitere Ausdehnung bzw. Vertiefung des Meeres. Bereits Corroy (1925) wies nach, daß die große Transgression, welche das nördliche Meer über das Pariser Becken mit der Tethys in Verbindung brachte, im Unter-Apt erfolgte, und erst kürzlich (1939, S. 207 ff.) hat G. Richter die im Apt stattgefundene allgemeine Absenkung des Raumes zwischen der mittleren Rhone und dem Mittelmeer aufgezeigt.

Mag man sich nun für die eine oder andere der Erklärungsmöglichkeiten der verschiedenen Verteilung der Unterkreide auf der Pompeckj'schen Schwelle entscheiden, die Verteilung der drei Typen in der Ausbildung der Unterkreide bleibt dennoch bestehen.

Oberkreide

In meiner Arbeit von 1937 habe ich als ein weiteres Charakteristikum der Pompeckj'schen Schwelle ihre Bedeckung mit einer lückenlosen Folge von Oberkreide angegeben. Dies trifft für die Scholle von Soltau-Salzwedel und z. T. auch für die Scholle von Hamburg-Bremen bestimmt zu und ist durch weitere Bohrungen bestätigt worden. Insbesondere ist das Vorhandensein von lückenlosem Emscher

von Wichtigkeit. In der Braunschweiger Bucht sind die Sedimente der Oberkreide lückenhaft, wie ich besonders in meiner Arbeit über die tektonischen Phasen im Hannoverschen (1937) dargetan habe. Es lassen sich hier von S nach N folgende Staffeln unterscheiden:

1. die am weitesten nach dem Harz zu gelegene Staffel, in welcher Turon und Emscher vorhanden sind;
2. die Gegend von Broistedt-Stederdorf, in welcher der Oberemscher transgrediert;
3. die Gegend zwischen dieser Staffel und der Pompeckj'schen Schwelle, in welcher das tiefe Granulaten-Senon transgrediert.

Die Trennungslinien dieser Staffeln haben einen herzynischen Verlauf, biegen jedoch im W nach S aus. Dies geschieht sowohl für die Grenzlinie Oberemscher/Granulaten-Senon, wie auch für die Grenze Granulaten-Senon/lückenloser Emscher. Das Ausbiegen nach S scheint demnach kein Zufall zu sein. Es ist möglich, daß es eine Auswirkung des Westrandes des Harzes ist. Jedenfalls kommt man bei Annahme steil herzynischer Elemente bei der Verbindungslinie dieser Umbiegestellen zwanglos auf den Westrand des Harzes.

Wenn im O des nordwestdeutschen Anteils der Pompeckj'schen Schwelle, etwa bis in die Gegend von Sieden, der lückenlose Emscher nachgewiesen ist, so ist dies für den westlichen Teil der Pompeckj'schen Schwelle nicht der Fall. Hier ist das Gebiet der weißen Schreibkreide, deren Stratigraphie noch durchaus ungeklärt ist. Die weiße Schreibkreide ist im O nicht ausgebildet, obgleich die entsprechenden Stufen einwandfrei fossilmäßig nachgewiesen sind. Es handelt sich bei der weißen Kreide also zweifellos um eine Fazies. Welche Stufen alle in der weißen Kreide stecken, ist bis jetzt noch unbekannt. Sicher sind die Stufen des oberen und des mittleren Mucronaten-Senons mit *Inoceramus* ex aff. *planus* Goldf. nachgewiesen. Auch hat Herr Dr. Schott in einer der schleswig-holsteinischen Bohrungen ein Inoceramen-Bruchstück gefunden, welches, soweit es sich bestimmen läßt, zu *Inoceramus cancellatus* Goldf. zu gehören scheint, was für Quadraten-Senon, allerhöchstens aber oberes Granulaten-Senon sprechen würde. Die nächsten bekannten Horizonte sind solche des oberen Mittel-Turons. Hierzwischen klafft nun die große Lücke, auf die es aber gerade ankommt. Steckt nun doch eine lückenlose Oberkreide-Folge von reduzierter Mächtigkeit in dieser Lücke, oder transgrediert irgendein Horizont? Vielleicht handelt es sich um ähnliche Dinge wie in der ostpreußischen Bohrung Labiau, wo wahrscheinlich das obere Granulaten-Senon oder tiefe Quadraten-Senon transgrediert (vgl. P. G. Krause 1939). Die paläogeographische Lage dieser Bohrung könnte einigermaßen den Verhältnissen in Nordwestdeutschland entsprechen, da in Ostpreußen die Unterkreide nicht ausgebildet ist und so die Wahrscheinlichkeit der Zugehörigkeit zum Ostrand der Pompeckj'schen Schwelle besteht.

Während die Westgrenze der weißen Kreide in keiner Weise feststeht und es möglich ist, daß sich diese Fazies bis nach England hinüber fortsetzt, zeigt sich die Ostgrenze recht klar. Die Trennungslinie zu dem Gebiet, in dem die weiße Kreide nicht ausgebildet ist, geht als ebenfalls wieder erzgebirgisch verlaufende Linie, etwa in der Gegend Soltau—Lüneburg durch. Sie stimmt in großen Zügen auch mit der Trennungslinie der Schollen von Salzwedel-Soltau und Hamburg-Bremen überein.

Besonders sei auch hingewiesen auf die Transgression des unteren Mucronaten-Senons, die auch schon an verschiedenen Stellen des Schrifttums erwähnt wurde

Abb. 2

Skizze der Verbreitung der Oberkreide in Nordwestdeutschland

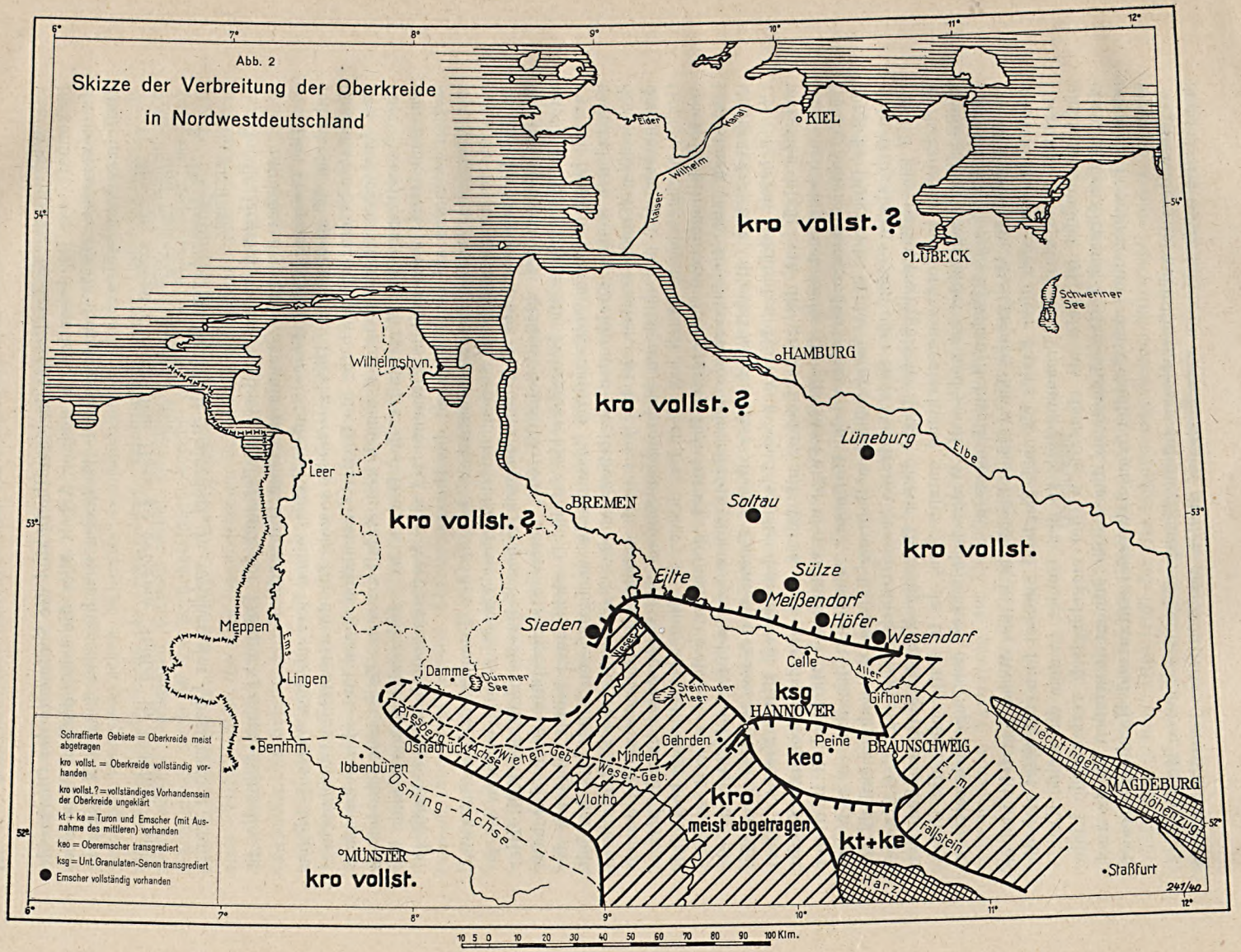



Abb. 3
Skizze der Verbreitung des Senons
in Nordwestdeutschland
Mildstedt
Oldenswort
Osterby
Nortorf
KIEL
Hamdorf
Eisendorf
Hennstedt
Heide
Tellingstedt
Oldenbüttel
Marne
Itzehoe
Segeberg
LÜBECK
Cuxhaven
Glückstadt
Neuhaus
Krummendeich
Hemmoor
Odisheim
Armstorf
Alfstedt
Gr. Lune-Plate
Schwriner See
Schnelsen
Siek
HBG.
Witzhave
Reitbrook
Hohenhorn
Soltorf
Gerstthacht
Meckelfeld
Moisburg
Roydorf
Rosenthal
Sumte
Kallmoor
Gr. Totshorn
Volkensen
Lüneburg
Elbe
Jever
Wilhelmshvn.
Neustadt-Gödens
Strackholt
Jaderberg
Leer
Rhaude
BREMEN
Söhlingen
Soltau
Bahnsen
Delmenhorst
Emlinghausen
Eitzendorf
Schneeheide
Sülze
Salzwedel
Börger
Carum
Meißendorf
Höfer
Peckensen
Meppen
Rodewald
Hope
Wietze
Ristedt
Wesendorf
Lingen
Damme
Dümmer See
Nienhagen
Hänigsen
Ütze
Gifhorn
Steinhuder Meer
HANNOVER
Dedenhausen
Rietze
Boimstorf
Ankensen
BRAUNSCHWEIG
Elm
Wefensleben
MAGDEBURG
Hohenzug
Flechtingen
Benthm.
Osnabrück-Achse
Wiehen-Geb.
Minden
Weser-Geb.
Ibbenbüren
Osning-Achse
Vlotho
MÜNSTER
Fallstein
Harz
Staßfurt
Normale Fazies in der Oberkreide
Normale Fazies in der Oberkreide im ganzen Gebiet
Schreibkreide-Fazies in der Oberkreide
Grenze zwischen Schreibkreide und normaler Fazies
Transgression des unteren Mucronaten-Senon
Grünsand-Fazies im hohen Mucronaten-Senon (warscheinlich Maastricht)
Reitbrooker Schichten des hohen Mucronaten-Senon
Grenzen der Reitbrooker Schichten
242/40
10 5 0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 Klm.

(Riedel 1937/1939). In gewissen Gebieten Nordwestdeutschlands, z. B. in Südoldenburg, scheint sie an den Nordrand der Gebiete gebunden zu sein, welche heute frei von Oberkreide sind. So ist es in Südoldenburg auffällig, daß ein recht erhebliches Gebiet nördlich der Oberkreide freien Komplexe lediglich von Mucronaten-Senon (mit dem unteren Mucronaten-Senon beginnend) aufgebaut wird, während sich die übrigen Stufen erst weiter im N einschalten. Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Transgression mit tektonischen Bewegungen, vielleicht sogar orogenetischen Hebungen, zusammenhängt. Daß es an der Grenze oberes Quadraten-Senon/unteres Mucronaten-Senon echte orogenetische Bewegungen gegeben hat, lassen die Verhältnisse am Stederdorfer Graben erkennen. Für diese Vorgänge wurde der Name Peiner Phase vorgeschlagen (Riedel 1940, im Druck). Damals ist auch eine Anzahl von Salzstöcken aufgestiegen und hat aus dem Meer herausgeragt bzw. Untiefen gebildet. Dies geht aus den Konglomeraten an den Salzstockrändern hervor. Neuerdings wurde diese Ansicht auch noch bestätigt durch den Fund von zwei kleinen Rudisten im unteren Mucronaten-Senon von Nienhagen. Bekanntlich sind ja die Rudisten an ein flaches sauerstofferfülltes Wasser der Brandungszone gebunden.

Auffällig sind nun gewisse Parallelen zwischen den Verhältnissen im nördlichen Harzvorland und den Verhältnissen in Südoldenburg. Die jüngsten Senongesteine im Harzvorland, die Ilsenburg-Mergel mit ihren Trümmergesteinen, sind ebenfalls zum unteren Mucronaten-Senon zu stellen, da am Südabhang des Galgenberges bei Wernigerode *Belemnitella mucronata* v. Schloth. neben *Actinocamax quadratus* Blv. auftritt (Schröder 1926, S. 45). Die Ilsenburg-Mergel stellen aber auch eine Transgression, wenn auch nicht eine sehr ausgedehnte dar, denn sie greifen schon auf Blatt Wernigerode auf den Zechstein über (vgl. Schröder 1926, S. 46 ff.). Auch enthalten die Trümmergesteine der Ilsenburg-Mergel die ersten paläozoischen Harzgesteine (Schröder 1926, S. 48).

Es handelt sich also beim Harzvorland und in Südoldenburg um zwei Gebiete, in denen im S ältere Schichten herauskommen, an deren Nordrand aber das untere Mucronaten-Senon transgrediert. Stille & Brinkmann (1930, S. 91) sind nun nicht abgeneigt zu glauben, daß in Südoldenburg die Transgression des Mucronaten-Senons „episubherzynisch“ sei, d. h. daß es sich um die Zurückeroberung von Gebieten durch das Meer handele, aus denen es durch subherzynische Bewegungen verdrängt worden ist. Diese Meinung wird unterstützt einerseits durch den Hinweis, daß in den beiden Gebieten die gleiche Stufe transgrediert, andererseits aber auch durch die Tatsache, daß man bei Verlängerung der Harzrandverwerfung nach W zwanglos auf das Gebiet von Südoldenburg—Damme kommt. Es ist demnach durchaus möglich, daß es sich um eine einheitliche und zusammenhängende Heraushebung des Harzes und des Gebietes nördlich des Weser-Wiehengebirges handelt.

Nicht geklärt werden kann aber die Frage, wenigstens nicht in Südoldenburg, wann die Heraushebung im einzelnen vor sich ging. Vom Harz weiß man, daß seine Heraushebung im wesentlichen zur Wernigeröder Zeit erfolgte, also zwischen unterem und oberem Granulaten-Senon. Aus dem Auftreten von paläozoischen Harzgesteinen in den Ilsenburg-Mergeln kann man schließen, daß nun die Abtragung der Deckschichten auf dem Harz beendet war und die Erosion des Paläozoikums begann. Es ist aber ungeklärt, ob diese Erosion der Gesteine auf dem Harz kontinuierlich vor sich ging oder ob sie nicht etwa durch einen neuen Ruck in der Heraushebung, entsprechend der Peiner Phase an der Wende Quadraten-Mucronaten-Senon, neu belebt wurde. Ob nun in Südoldenburg auch die Heraushebung

zu Wernigeröder Zeit erfolgt ist oder erst später, zu Peiner Zeit, kann nach dem Stande der Kenntnis bei den heutigen Aufschlüssen noch nicht entschieden werden, da eine Lücke von der tiefen Unterkreide an bis zum unteren Mucronaten-Senon klafft.

Am Ende des Mucronaten-Senons zog sich das Meer nach N zurück, wie ich kürzlich dargelegt habe (1939). Der Beweis hierfür ist das Auftreten der hohen Mucronaten-Senon-Schichten in Grünsand-Fazies im S, z. B. in der Bohrung „Brunhilde", und an den Salzstöcken von Hänigsen/Wathlingen und Wietze (Steinförder Schichten). Im N dagegen ist diese Grünsand-Fazies nicht ausgebildet, da das Meer dort noch tiefer war. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die Reitbrooker Schichten, jene porösen und ziemlich rauhen Gesteine des hohen Mucronaten-Senons mit *Avicula* n. sp., die den Ölträger bei Reitbrook und Meckelfeld darstellen und welche auch gelegentlich Glaukonit enthalten, ein zeitliches Äquivalent dieses Grünsandes sind. Daß die Reitbrooker Schichten keinen Sandgehalt aufweisen, kann dadurch erklärt werden, daß die Küstengebiete aus dem sandfreien hellen Mergel bzw. Kalkstein des mittleren und tieferen Mucronaten-Senons bestanden und so keine Gelegenheit zur Sandzufuhr gegeben war.

Die Verbreitung der Reitbrooker Schichten wird nun auch wieder, sowohl im O wie im W durch erzgebirgisch-streichende Linien begrenzt, von denen die ostwärtige Begrenzung wieder einigermaßen mit der W-Grenze der weißen Kreide zusammenfällt.

NO-wärtige Richtungen

Die Trennungslinien gewisser der in den vorstehenden Ausführungen besprochenen Einheiten, der Unterkreide-Schollen von Soltau-Salzwedel, Hamburg-Bremen und Ostfriesland, des Gebietes mit und ohne Weiße-Kreide-Fazies und die Verbreitung der hochsenonen Reitbrooker Schichten haben einen allgemein nordost-südwestlichen Verlauf. Diese allgemeine Richtung ist in der Tektonik Deutschlands bekannt als „erzgebirgische Richtung", welche das Streichen des Paläozoikums im Harz, Ruhrgebiet usw. angibt, etwa NO—SW geht und welche von Weigelt (1931, S. 556) „halensisch" genannt wird. Daneben besteht eine weitere ONO-wärtige Richtung, die zuerst von Heise (1929) erkannt und als „antifrankonisch" bezeichnet wurde. Sie hat ein durchschnittliches Streichen von N 60—80° O und wurde später (1931) von Philipp „schwäbisch" genannt. Dieser letztgenannte Autor glaubte, daß die Richtung im Miozän bereits angelegt wurde und sich hauptsächlich im Pliozän und Diluvium auswirkte (Philipp 1931, S. 50). Philipp weist aber auch darauf hin, daß der Name erzgebirgische Richtung zweideutig sei, da er ursprünglich für den nördlichen Abbruch des Erzgebirges geprägt worden sei, welcher aber, wie Philipp nachweist, nicht NO, sondern ONO, also antifrankonisch bzw. schwäbisch verläuft. Die beiden auf der Pompeckj'schen Schwelle beobachteten Richtungen sind also halensisch und antifrankonisch zu nennen, während der Ausdruck „varistisch" zu vermeiden ist, da er eine Zeit und nicht eine Richtung ausdrückt.

Der Verlauf der Trennungslinien ist bei der Linie zwischen den Schollen von Hamburg-Bremen und Soltau-Salzwedel antifrankonisch, bei den übrigen Linien halensisch. Unter Umständen kann sich der Verlauf im einzelnen noch etwas ändern, da zur Ausgrenzung der Trennungslinien ja nur verhältnismäßig wenige Punkte zur Verfügung standen, jedoch bleibt auf jeden Fall eine im allgemeinen nordost-südwestliche Begrenzung der einzelnen Einheiten bestehen.

Damit sind auch auf der Pompeckj'schen Schwelle die beiden NO-wärtigen Richtungen nachgewiesen, die aus dem SO-wärtigen Hannover bekannt sind, allerdings zu anderen Zeiten. Weigelt (1931, S. 557) erwähnt z. B., daß der Salzgitterer Höhenzug „frakonisch ein kimmerisch in halensischer bzw. rheinischer Richtung vorgefaltetes Gebiet durchziehe". Vielleicht handelt es sich auch auf der Pompeckj'schen Schwelle um schon kimmerisch angelegte paläogeographische Einheiten. Wegen des gänzlichen Fehlens malmischer Sedimente ist es aber äußerst fraglich, ob sich diese Vermutung je wird beweisen lassen. Zu ilsedischer Zeit kehrt die halensische Richtung ebenfalls in Südhannover wieder, z. B. im Salzstock von Groß-Ilsede.

Ob jedoch die antifrankonische Richtung schon zu kimmerischer oder subherzyner Zeit anderwärts in Nordwestdeutschland auftritt, ist mir unbekannt.

Ein von den NO-wärtigen Richtungen besonders bevorzugtes Gebiet scheint die Gegend von Soltau-Lüneburg zu sein, an welcher immer wieder Trennungslinien durchlaufen, in der Unterkreide, als Fazies-Grenzgebiet gegen die Weiße Kreide und bei der Verbreitung der Reitbrooker Schichten.

Wegen der verhältnismäßig geringen Aufschlüsse ist diese Mitteilung über die Richtungen und ihre Beziehungen zu den Verhältnissen im Becken als vorläufig zu betrachten.

Regionale oder salzstockgebundene paläogeographische Einheiten?

In meiner Arbeit über die Pompeckj'sche Schwelle (1938 b, S. 26) habe ich betont, daß die Aufschlüsse, an denen die Beobachtungen für die paläogeographischen Folgerungen gezogen wurden, an oder auf Salzstöcken liegen, daß man also bei diesen Schlüssen ein gewisses Maß an Vorsicht walten lassen müsse, da unter Umständen Erscheinungen, welche nur lokale Bedeutung haben, regional ausgewertet sein könnten. Bei den vorliegenden Ausführungen liegt der Fall gleich.

Seit 1937 haben eine Anzahl von Bohrungen an anderen Salzstöcken Verhältnisse angetroffen, die sich ganz zwanglos in das damals entworfene Bild einfügen. Auch glaube ich, entsprechend meiner Arbeit über den Salzstock von Benthe-Gehrden (1940), daß die Bedeutung der Salzstöcke als tektonische Faktoren in manchen Fällen überschätzt wird, da sie, wenigstens z. T., an primäre Störungszonen gebunden sind. Diese Beobachtungen und Überlegungen machen es immer wahrscheinlicher, daß man zwischen Erscheinungen von lokaler und regionaler Bedeutung unterscheiden kann und daß den geschilderten Zusammenhängen in der Tat eine regionale Bedeutung beizumessen ist. Stellt man sich nun auf den Standpunkt, daß es sich doch ausnahmslos um lokale Erscheinungen an Salzstöcken handele, so kommt man nicht um den Schluß herum, daß sich dann die Salzstöcke in bestimmten Gebieten alle gleichzeitig und in gleicher Weise bewegt haben und zwar in Zeiten, in denen man bisher noch keine tektonischen Bewegungen kannte. In diesem Falle handelt es sich also um die Abgrenzung von Gebieten mit gleichen Salzstockbewegungen, was aber wiederum regionale Folgerungen nach sich zieht.

Diese Arbeit wurde im Frühjahr 1940 abgeschlossen.

An der Bearbeitung der benutzten Bohrungen waren beteiligt die Herren: Bessin, Bettenstaedt, Buck, P. Cramer, Deecke, Fabian, Fahrion, Forche, Haack, Heidorn, Kraiss, Kühne, Schad, Schlüter, Schott, Strobel, Wager, Wiontzek.

Schriften

Corroy, G.: Le Néocomien de la bordure orientale du bassin de Paris. — Nancy 1925.

Heise, W.: Die tektonische Sonderstellung der Merseburger Buntsandsteinplatte. — Jb. hallesch. Verb., N. F., 8, S. 32. Halle 1929.

Krause, P. G.: Die Tiefbohrung Tilsit-Waldhof nebst Bemerkungen zur staatlichen Bohrung Labiau und zu einigen anderen ostpreußischen Bohrungen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1938, **59**, S. 370. Berlin 1939.

Philipp, H.: Das ONO-System in Deutschland und seine Stellung innerhalb des saxonischen Bewegungsbildes. — Abh. heidelb. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **17**. Berlin u. Leipzig 1931.

Pompeckj, J. F.: Herkunft der Gerölle von Graniten, Gneisen und Quarziten im Transgressionskonglomerat des Gault von Lüneburg. — Z. deutsch. geol. Ges., **73**, Mber. S. 321. Berlin 1921.

Richter, G.: Gestalt und tektonische Bewegungen des Niedersächsischen Beckens. — Öl und Kohle vereinigt mit Erdöl und Teer, **14**, S. 968. Berlin 1938.

— : Das Grenzgebiet Alpen—Pyrenäen. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., III. Folge, **19**, S. 45—352. Berlin 1939.

Riedel, L.: Über Transgressionserscheinungen im hohen Senon Hannovers und das Aufsteigen der Salzstöcke von Hänigsen-Wathlingen und Wienhausen-Sandlingen. — Z. deutsch. geol. Ges., **89**, S. 19. Berlin 1937.

— : Über tektonische Phasen der Oberkreide Hannovers. — Jb. preuß geol. L.-A. f. 1937, **58**, S. 849. Berlin 1938. 1938a.

— : Der Westrand der Pompeckj'schen Schwelle zur Kreidezeit in Hannover. — Z. deutsch. geol. Ges., **90**, S. 26. Berlin 1938. 1938b.

— : Über die Altersstellung der Eisenerzkonglomerate von Gr.-Bülten, Broistedt und Damme. — Z. deutsch. geol. Ges., **90**, S. 597. Berlin 1938. 1938c.

— : Zur Stratigraphie des Mucronaten-Senon in Nordwestdeutschland. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1938, **60**, S. 801. Berlin 1939.

— : Der Südteil des Salzstockes von Benthe—Gehrden, ein Beitrag zur Kenntnis des Aufsteigens hannover'scher Salzstöcke. — Öl und Kohle, vereinigt mit Petroleum, **36**, S. 27. Berlin 1940.

— : Über eine tektonische Phase an der Wende Quadraten-Mucronaten-Senon (Peiner Phase) in Nordwestdeutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **92** (im Druck).

Schröder, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen usw., Blatt Wernigerode, Lief. 240. Berlin 1926.

Stille, H. & Brinkmann, R.: Der Untergrund des südlichen Oldenburg und der Nachbargebiete. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **116**, S. 75. Berlin 1930.

Weigelt, J. & Voigt, E.: Tektonische Grundlagen der Bildung von Trümmer-Eisenerzlagerstätten im Nordwesten des Harzes. — Z. deutsch. geol. Ges., **83**, S. 541. Berlin 1931.

Wicher, C. A.: Neues aus der angewandten Mikropaläontologie. — Petroleum, **35**, S. 579. Wien 1939.

Der Feinbau amerikanischer Kohlen im Anschliff und Dünnschliff

Ein Vergleich kohlenpetrographischer Untersuchungsmethoden

von

Marie-Luise Teichmüller, Berlin

Tafel 4—13

Inhalt

Seite

Einleitung 22

A. Die Technik der kohlenpetrographischen Verfahren 22

I. Die Untersuchung der Kohlen im Anschliff 22
a) Geschichtliches 22
b) Zur Herstellung von Anschliffen 22
c) Zur Untersuchung unter dem Mikroskop 23
d) Zum Photographieren von Anschliffen 24
e) Die quantitative kohlenpetrographische Analyse 24
f) Neue Ätzversuche 25

II. Die Untersuchung der Kohlen im Dünnschliff 26
a) Geschichtliches 26
b) Zur Herstellung von Kohlendünnschliffen 27
c) Zur Untersuchung unter dem Mikroskop 27
d) Das Photographieren von Dünnschliffen 27
e) Die quantitative kohlenpetrographische Analyse 28

III. Die Untersuchung der Kohlen im polierten Dünnschliff 29
a) Geschichtliches 29
b) Zur Herstellung von polierten Dünnschliffen 29
c) Untersuchung unter dem Mikroskop 29
d) Zum Photographieren von polierten Dünnschliffen 30

IV. Ergebnis 30

B. Vergleichende Untersuchungen von Kohlen im Anschliff und Dünnschliff 30

I. Die Gemengteile einer Gasflammkohle im auffallenden und im durchfallenden Licht 31
a) Vitrinit 31
1. Im Anschliff 31
2. Im Dünnschliff 32
3. Auswertung 33

Seite

b) Mikrinit 34
1. Im Anschliff 34
2. Im Dünnschliff 34
3. Auswertung 35
c) Exinit 35
1. Im Anschliff 35
2. Im Dünnschliff 36
3. Auswertung 36
d) Resinit 36
1. Im Anschliff 36
2. Im Dünnschliff 37
3. Auswertung 37
e) Fusinit 37
1. Im Anschliff 37
2. Im Dünnschliff 39
3. Auswertung 39
f) Sklerotien 39
1. Im Anschliff 39
2. Im Dünnschliff 40
3. Auswertung 40
g) Mineralische Bestandteile 40
1. Im Anschliff 40
2. Im Dünnschliff 42
3. Auswertung 43
h) Braunsubstanz 43
1. Im Dünnschliff 43
2. Im Anschliff 44
3. Auswertung 45
i) Ergebnis 45

II. Vergleichende Untersuchungen von Kohlen verschiedenen Inkohlungsgrades im auffallenden und durchfallenden Licht . . . 46
a) Die Gemengteile schwach inkohlter Kohlen im Anschliff und Dünnschliff 47
b) Der Inkohlungssprung im Anschliff und Dünnschliff 48
c) Zur Untersuchung hoch inkohlter Kohlen 48
d) Ergebnis 49

C. Zur kohlenpetrographischen Begriffsbestimmung und Namengebung 50

D. Zusammenfassung 52

E. Schriften 54

Einleitung

Um den Feinbau einer Kohle sichtbar zu machen, wird die Kohle entweder wie ein Gesteinsplitter dünngeschliffen und in durchfallendem Licht untersucht, oder sie wird wie ein Erz angeschliffen, poliert und unter auffallendem Licht betrachtet.

Beide Verfahren werden seit langem angewandt, aber merkwürdigerweise nur selten in der gleichen Forschungsstelle. Darum sind die meisten Kohlen bislang nur mit einem Verfahren untersucht worden: Während die deutschen Kohlen fast ausschließlich im Anschliff bearbeitet worden sind, liegen von vielen nordamerikanischen Kohlen nur Dünnschliffbilder vor. Es war daher die Annahme nicht von der Hand zu weisen, daß ein Teil der kohlenpetrographischen Streitfragen auf die Eigenart der jeweils angewandten Methode zurückzuführen ist.

Als Schülerin der Herren Dr. E. Stach in Berlin und Prof. Dr. Thiessen und Sprunk in Pittsburg hatte ich Gelegenheit, Anschliff- und Dünnschliffverfahren mit ihren Vorteilen und Nachteilen kennenzulernen, so daß ich die Verfahren gegeneinander abwägen konnte. Ich danke meinen Lehrern, daß sie mir bei der vorliegenden Arbeit stets mit Rat und Tat zur Seite gestanden haben.

A. Die Technik der kohlenpetrographischen Verfahren

I. Die Untersuchung der Kohlen im Anschliff

a) Geschichtliches

Mikroskopische Untersuchungen an Anschliffen im auffallenden Licht wurden zuerst in der Metallographie und Erzmikroskopie durchgeführt. Ein Opakilluminator wurde schon um die Mitte des vorigen Jahrhunderts konstruiert. Aber erst seit 1918 hat die Auflichtmikroskopie ihren großen Aufschwung erlebt.

Die ersten Untersuchungen von Kohlenanschliffen im auffallenden Licht veröffentlichte 1913 Winter. Diese Untersuchungen wurden von dem Engländer Seyler, den Amerikanern Turner und Randall, dem Franzosen Duparque und dem Japaner Iwasaki fortgeführt. In Deutschland ist das Anschliffverfahren besonders von E. Stach in der Reichsstelle für Bodenforschung weiter entwickelt worden.

b) Zur Herstellung von Anschliffen

Die Herstellung von Kohlenanschliffen ist von Stach (1928) ausführlich beschrieben worden. Es seien daher hier nur noch einige praktische Winke mitgeteilt, die zwar bedeutungslos erscheinen, aber doch für die Schaffung eines brauchbaren Untersuchungsmaterials nützlich sind:

1. Die Thiessen'sche Einbettungsmethode (24stündiges warmes Paraffinbad) ist auch bei Anschliffen von Braunkohlen dem Einkochen in Kanadabalsam vorzuziehen.

2. Das Schleifen mit dem feinsten Schleifmittel (200-Minutenschmirgel) muß besonders sorgfältig sein. Das Polieren mit „Tonerde 1 und 2" wird erst einfach, wenn der Kohlenschliff etwa 8 Minuten unter sehr sauberen Bedingungen mit dem feinsten Schleifmittel behandelt worden ist.

3. Um Verschmierungen beim Polieren zu verhüten, müssen die Poliertücher zum Schluß des Polierens stark angefeuchtet werden.

4. Die fertigen Kohlenschliffe werden nach dem letzten Abwaschen am besten unter kaltem Luftzug (Föhn) getrocknet.

c) Zur Untersuchung unter dem Mikroskop

Auch hier seien nur einige Ergänzungen zu den Angaben von Stach (1928) gemacht.

1. Zur Bestimmung von mineralischen Gemengteilen und zum besseren Erkennen von bestimmten pflanzlichen Bestandteilen (besonders in stark inkohlten Kohlen) wird zweckmäßig mit polarisiertem Licht gearbeitet.

2. Einen großen Fortschritt für die Kohlenpetrographie bedeutete die Einführung von Ölimmersionsobjektiven. E. Stach benutzt Ölimmersionsobjektive seit 1928 und hat mehrmals (1935 und 1937) auf ihre Vorzüge hingewiesen. Heute wird in der Auflichtkohlenpetrographie trotz der Bedenken von Duparque (1936) fast ausschließlich mit Ölimmersion gearbeitet. Das 8-mm-Ölimmersionsobjektiv wird in der Reichsstelle für Bodenforschung mit einem 8×periplanen Okular zusammen benutzt, so daß also meist bei 200facher Vergrößerung gearbeitet wird. Wenn starke Vergrößerungen, wie z. B. für Mikrinituntersuchungen, notwendig sind, werden für 500fache Vergrößerungen das 1/7a Fluoritobjektiv von Leitz und für 1000fache Vergrößerungen das 2-mm-Apochromat-Ölimmersionsobjektiv von Leitz, das 1/12a Fluorit-Ölimmersionsobjektiv von Leitz und das 18a Ölimmersionsobjektiv von Reichert benutzt.

Ein großer Nachteil bei Ölimmersionsuntersuchungen war bisher der, daß der Kohlenschliff bei jeder Untersuchung unter Öl neu poliert werden mußte. Das war zeitraubend und veränderte außerdem jedesmal das Oberflächenbild.

Da das als Immersionsöl benutzte Zedernholzöl einen geeigneten Brechungsindex hat (im Gegensatz zu bestimmten Lacken, mit denen Versuche gemacht wurden) und Kohle nicht angreift, habe ich geprüft, ob dieses im verharzten Zustande eine geeignete Schutzschicht des Anschliffs gegen das flüssige Öl bildet. Der Anschliff wurde mit flüssigem Öl bedeckt und dann senkrecht gestellt, so daß der größte Teil des Öls wieder ablaufen konnte und nur ein dünner Ölfilm haften blieb. Dieser war nach 1 bis 2 Tagen verharzt. Danach konnte zu weiteren Untersuchungen Öl aufgetragen und abgewischt werden, ohne daß die sonst so lästigen Wischspuren auftraten. Man kann aber auch das Zedernholzöl nach der zweiten Untersuchung ablaufen und eintrocknen lassen, ohne daß bei der nächsten Untersuchung das Bild beeinträchtigt wird. Auch nach längerem Liegen verändert sich der Zedernholzölfilm nicht. Ich habe wenigstens an mit Öl bedeckten Schliffen nach zwei Jahren noch keine Veränderungen wahrnehmen können.

3. Neben den Untersuchungen im senkrecht auffallenden Licht mit dem Opakilluminator wurden gelegentlich in der Kohlenpetrographie Untersuchungen im schräg auffallenden Licht mit dem Ultropak durchgeführt. Bei senkrecht auffallendem Licht entsteht ein Hellfeld, bei schräg auffallendem Licht ein Dunkelfeld. O. Stutzer betonte 1931 folgende Vorzüge des Arbeitens bei schräg auffallendem Licht:

1. Das Erscheinen der natürlichen Farben,
2. bessere Sichtbarkeit der stark durchsichtigen Bestandteile (Quarz, Harze),
3. bessere Sichtbarkeit der Grenzen stark reliefbildender Körper (Fusinit, Pyrit).

In der Tat zeigte sich bei meinen Versuchen mit dem Ultropak, daß sich Algen unter schräg auffallendem Licht besonders gut durch eine rotbraune Farbe hervorheben. Sporen zeichnen sich im allgemeinen durch eine braune Farbe aus. Wo in hoch inkohlten Kohlen mit weniger als 19% flüchtigen Bestandteilen bei senkrecht auffallendem Licht keine Sporen mehr zu erkennen waren, traten unter dem Ultropak die Sporen noch als dunkelbraune Körper hervor.

In speziellen Fällen ist also die Schräglichtuntersuchung vorteilhaft. Im allgemeinen tritt sie aber in der Kohlenpetrographie ganz hinter der Untersuchung im senkrecht auffallenden Licht zurück, da im Hellfeld sich die meisten Gemengteile weit besser voneinander unterscheiden.

d) Zum Photographieren von Anschliffen

Die Mitteilungen von Stach (1928) seien durch einige Angaben ergänzt, die sich auf das Photographieren von Anschliffen beziehen, wie es im kohlenpetrographischen Institut der Reichsstelle für Bodenforschung von Dr. Stach durchgeführt wird:

Als Lichtquelle dient bei Kohlenanschliffaufnahmen die 6-Amp.-Gleichstrombogenlampe von Leitz. Es werden meist 9×12 Perutz 12/10° Din-Silbereosinplatten (orthochromatisch) mit Grünfilter benutzt.

Bei 200facher Vergrößerung wird das 8 mm Ölimmersionsobjektiv verwandt, bei 500facher Vergrößerung das 1/7a Fluorit-Ölimmersionsobjektiv, bei 1000facher Vergrößerung das 2 mm-Apochromat-Ölimmersionsobjektiv. Bei stark vergrößerten Aufnahmen (500- bzw. 1000fach) schiebt man statt des total reflektierenden Prismas das Glasplättchen in den Opakilluminator hinein. Dadurch wird das Bild schärfer.

Die neuerdings von den optischen Firmen gebauten Universalgeräte wie Panphot, Ultraphot und Orthophot 1 sind ein großer Fortschritt für die Mikrophotographie.

e) Die quantitative kohlenpetrographische Analyse

Die quantitative Analyse von Kohlenanschliffen ist besonders von Stach (1929, 1930 und 1935) entwickelt worden. Eine ausführliche Beschreibung der quantitativen Analysen, wie sie jetzt in großem Maßstab von der Forschungsstelle Bochum ausgeführt werden, haben Kühlwein, Hoffmann und Krüpe 1934 gegeben. Von jedem zu untersuchenden Flöz werden zunächst vom Liegenden bis zum Hangenden Stückschliffe angefertigt. Die petrographischen Bestandteile (Vitrit, Clarit, Fusit, Durit, Pyrit, Brandschiefer, Berge) werden in diesen Schliffen mit dem Okularmikrometer ausgezählt. Sodann wird eine Schlitzprobe desselben Flözes zu einem Staubschliff verarbeitet, der auf dem Integrationstisch in gleicher Weise ausgezählt wird. Dabei ergibt sich fast immer eine gute Übereinstimmung von Stückschliff- und Staubschliffanalyse. Die von jedem Flöz hergestellte graphische Darstellung, in der von 5 zu 5 cm die einzelnen Bestandteile prozentual eingetragen sind, gibt ein anschauliches Bild der Flözzusammensetzung.

Der kürzlich von Fuess gebaute elektrische Integrationstisch erleichtert und beschleunigt das quantitative Arbeiten.

f) Neue Ätzversuche

Um pflanzliche Strukturen in Anschliffen (vor allem von hoch inkohlten Kohlen besser sichtbar zu machen, sind bereits verschiedene Ätzversuche ausgeführt worden: Zum erstenmal wurden Kohlenanschliffe 1913 von WINTER angeätzt. Später führten SEYLER, TURNER, RANDALL, WILLIAMS, HSIEH u. a. zahlreiche Ätzversuche aus, die alle auf der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der einzelnen Kohlenbestandteile gegen Oxydationsmittel beruhen. Der Unterschied der einzelnen Versuche liegt nur in der Art des Oxydationsmittels und seiner Anwendung:

WINTER und SEYLER benutzten Schulze'sches Mazerationsgemisch (HNO_3 und $KClO_3$) und Chromschwefelsäure, TURNER und RANDALL den Sauerstoff der Luft (Lötrohrätzung), WILLIAMS Seleniumoxydchlorid, HSIEH Chromschwefelsäure unter etwas anderen Bedingungen als SEYLER. IWASAKI (1929) ätzte zum erstenmal mit einem Reduktionsmittel: Tetralin.

Auf Anregung von Herrn Dr. STACH und mit freundlicher Unterstützung von Herrn Professor Dr. ZETZSCHE, Berlin, machte ich einige neue Ätzversuche, um in hoch inkohlten Kohlen ein Vitrinitgefüge sichtbar zu machen. Dabei schieden reduzierende Ätzmittel aus, weil sie für hoch inkohlte, also ohnehin schon stark reduzierte Kohlen nicht angebracht erschienen. Dagegen wurden Versuche mit halogenisierenden Mitteln gemacht und außerdem organische Lösungsmittel ausprobiert.

Folgende Ätzmittel wurden geprüft:

1. Oxydationsmittel
   a) Chromsäure in Schwefelsäure, kalt,
   b) Kaliumpermanganat mit Zusatz von Schwefelsäure,
   c) Kaliumpermanganat in alkalischer Lösung (NaOH),
   d) Sulfomonopersäure (Caro'sches Reagens).
2. Organische, oxydierende Lösungsmittel
   Diacetylorthosalpetersäure.
3. Halogene
   a) Brom in Eisessig,
   b) Brom in Tetrachlorkohlenstoff.

Es wurden folgende Kohlen geätzt:

eine Gaskohle (Fl. Zollverein, Ruhrgebiet),
zwei Eßkohlen (Fl. Mausegatt, Fl. Geitling, Ruhrgebiet),
eine Fettkohle (Fl. Sonnenschein, Ruhrgebiet),
zwei Magerkohlen (Fl. Wasserbank, Ruhrgebiet, Ibbenbürener Kohle).

Es zeigte sich

Chromsäure in Schwefelsäure, kalt angewandt, wirkt kaum auf diese Kohlen ein,

Kaliumpermangat mit Schwefelsäure ist ein geeignetes Ätzmittel für hoch inkohlte Kohlen. Auf seine Anwendung und Wirkung soll daher hier näher eingegangen werden:

7 g $KMnO_4$ wurden in 20 g H_2O und 2,7 g H_2SO_4 in einem Glasschälchen aufgelöst und dann zur Erwärmung auf das Wasserbad gebracht. Die Kohlenstücke wurden, die Schliffläche nach oben, in die heiße Lösung gelegt. Die Lösung muß, vor allem wenn die Kohle vorher mit Kanadabalsam eingekocht wurde, häufiger erneuert werden und zwar dann, wenn die Sauerstoffbildung aufhört. Eine Nachbehandlung mit Alkalien ist nicht angebracht. Die bei der Oxydation an der Schliffoberfläche gebildete Braunsteinschicht beseitigt man am besten durch Reduktion mit Schwefeldioxyd, indem man den Schliff, nach vorherigem Abspülen mit Wasser, kurz in schweflige Säure taucht. Danach wird der Schliff noch ein-

mal mit Wasser abgespült und getrocknet. Durch Zugabe von mehr Schwefelsäure wird die Ätzdauer verlängert.

Bei allen Kohlen wurde nach kürzerer oder längerer Zeit, je nach dem Inkohlungsgrund, Vitrinitgefüge sichtbar:

bei einer Magerkohle (Flöz Wasserbank) nach ca. 100 Minuten,
bei einer Eßkohle (Flöz Mausegatt) nach ca. 80 Minuten,
bei einer Eßkohle (Flöz Geitling) nach ca. 60 Minuten,
bei einer Gaskohle (Flöz Zollverein) nach ca. 55 Minuten.

Der Metadurit wurde durch das Schwarzwerden der Bitumina ausgezeichnet sichtbar. Bei einer Eßkohle konnte man z. B. nach 20 Minuten Ätzung die vorher unsichtbaren Sporen gut erkennen.

Kaliumpermangat in alkalischer Lösung (NaOH) eignet sich zur Ätzung des Metadurits, da es Bitumen stark angreift.

Sulfomonopersäure greift Kohlen zu heftig an und ist daher ungeeignet.

Diacethylorthosalpetersäure ist ebenfalls zum Anätzen von Kohlen ungeeignet, da der Gasdruck der bei der Oxydation entstehenden Stickoxyde und des Kohlendioxyds die Kohlenstücke zersprengt. Nicht angegriffen von Diacethylorthosalpetersäure wurden Magerkohlen, Anthrazite, Fusinit und Kutikulen ärmerer Kohlen. Vielleicht ist die Passivität der Säure gegen stark inkohlte Kohlen wichtig für die Bestimmung des Inkohlungssprunges.

Brom in Eisessig erwies sich als ungeeignet.

Brom in Tetrachlorkohlenstoff ist ebenfalls unbrauchbar zum Anätzen von Kohlen.

Von den oben angeführten Ätzmitteln ist somit nur das Kaliumpermanganat mit Zusatz von Schwefelsäure zum Anätzen von Kohlen geeignet. Es dürfte auch gewisse Bedeutung für die Bestimmung des Inkohlungsgrades haben (s. auch Olin & Watermann, 1936), denn die Angreifbarkeit von Kohlen durch Kaliumpermanganat mit Schwefelsäure vermindert sich mit steigendem Inkohlungsgrad.

Es muß jedoch betont werden, daß auch Kaliumpermanganat von dem Seyler'schen Ätzmittel (Chromschwefelsäure) übertroffen wird. Mit dem Seyler'schen Ätzmittel habe ich sogar in einem Anthrazit ein gutes Zellgefüge sichtbar machen können (Taf. 4, Fig. 1 u. 2). Solch deutliche Gefüge in hoch inkohlten Kohlen habe ich bislang mit keinem anderen Ätzmittel erhalten.

II. Die Untersuchung der Kohlen im Dünnschliff

a) Geschichtliches

Als erste untersuchten die beiden Engländer Witham (1835) und Hutton (1833) „dünne Plättchen" von Kohle unter dem Mikroskop. Seltsamerweise wurde die Untersuchungsmethode von Dünnschliffen im durchfallenden Licht in der darauffolgenden Zeit von den Kohlenmikroskopikern kaum angewandt. Diese beschränkten sich vielmehr im vorigen Jahrhundert und zu Beginn unseres Jahrhunderts fast ausschließlich auf die 1855 von Franz Schulze gefundene Mazerationsmethode. v. Gümbel (1883) ergänzte allerdings dieses Verfahren schon durch Dünnschliffuntersuchungen. Später wurde das Dünn-

schliffverfahren u. a. von GOTHAN und POTONIÉ angewandt, aber erst dem Deutschamerikaner THIESSEN und seinen Mitarbeitern SPRUNK und O'DONNEL gelang es in der Nachkriegszeit, das Dünnschliffverfahren immer mehr zu vervollkommnen, so daß heute diese Methode durchaus gleichwertig dem Anschliffverfahren gegenübersteht.

b) Zur Herstellung von Kohlendünnschliffen

Die Herstellung eines Dünnschliffs ist 1938 von SPRUNK und THIESSEN ausführlich beschrieben worden. Hier sollen nur einige wichtige Punkte noch einmal betont werden:

1. Das Aufkitten des Kohlenstückes auf den Objektträger. Das Kittmittel (Kanadabalsam und Marineleim) muß so beschaffen sein, daß es zwar fest, aber noch eben mit dem Fingernagel ritzbar ist. Es darf nicht zu heiß werden (nie mehr als 100°). Plötzliche Abkühlung ist ebenso schädlich. Beim Aufkitten muß darauf geachtet werden, daß die Verteilung des Kittmittels unter dem Schliff gleichmäßig ist und daß keine Luftbläschen zurückbleiben. Meistens machen sich die beim Aufkitten gemachten Fehler erst beim letzten Schleifprozeß auf dem Rasiermesserschleifstein bemerkbar.

2. Von Kohlen, die weniger als 30% flüchtige Bestandteile haben, sind Anschliffe herzustellen. Kohlen, die weniger als 17% flüchtige Bestandteile enthalten, können praktisch nicht mehr durchscheinend geschliffen werden. Schon ein Dünnschliff einer Fettkohle mit 19% flüchtigen Bestandteilen wurde nur noch an den Rändern durchscheinend.

3. Die Schliffdicke. Schliffe von Gasflammkohlen sollen etwa 15 Mikron dick sein. Höher inkohlte Kohlen werden erst bei etwa 10 Mikron durchscheinend. Zu speziellen Studien (wie z. B. zum Erkennen der opaken Bestandteile) werden Dünnschliffe von 5 Mikron hergestellt. Um die Dicke eines Dünnschliffs zu messen, wird mit der Feinstellschraube des Mikroskops zuerst auf die untere Seite des Dünnschliffs eingestellt, dann auf die obere und die Differenz abgelesen oder der Dünnschliff mit Xylol abgenommen und direkt mit einem Mikrometer gemessen.

c) Zur Untersuchung unter dem Mikroskop

Im kohlenpetrographischen Institut des Bureau of Mines in Pittsburg wird im allgemeinen das 16-mm-Apochromat-Objektiv von LEITZ mit einem 10×periplanen Okular benutzt. Es wird also bei 120facher Vergrößerung gearbeitet. Für 1000fache Vergrößerung wird das 1/12a Fluorit-Ölimmersionsobjektiv verwandt. Als Lichtquelle dient dabei entweder eine Bogenlampe oder eine 500 Watt-Spencer-Lampe, die etwa 50 cm vom Mikroskop entfernt aufgestellt werden. Zwischen Lichtquelle und Mikroskop steht eine mit Wasser gefüllte Glaskugel, die kühlend und lichtverstärkend (Schusterkugel) wirkt. Polarisiertes Licht wird nur bei der Untersuchung von mineralischen Komponenten verwandt.

d) Das Photographieren von Dünnschliffen

Da bislang das Photographieren von Kohlendünnschliffen noch nicht beschrieben worden ist, sei hier ausführlicher auf die Technik der Pittsburger Forschungsstelle eingegangen. Dabei muß allerdings betont werden, daß eigentlich nur Farbenaufnahmen das Dünnschliffbild richtig wiedergeben können. Es ist hier also nicht so wie beim Anschliff, wo das Schwarz-Weiß-Photo dem Schliffbild einigermaßen nahekommt.

Als Kamera dient ein Leitzmodell mit 90 cm Balg, als Lichtquelle eine Leitz 60 Volt — 5 Amp. — Gleichstrombogenlampe. Filter werden selten verwandt. Sprunk gibt an, daß der Eastman-A-Filter Nr. 25 (rot) Überstrahlung abschwächt und die Strukturen etwas besser herausbringt; Gelb-, Orange- und Infrarotfilter werden gelegentlich benutzt. Für 200fache Vergrößerungen wird das 16-mm-Leitz-Apochromat-Objektiv mit einem 10×periplanen Okular verwandt, für 1000fache Vergrößerungen das 2-mm-Leitz-Apochromat-Objektiv. Die Abblendung, die bei Dünnschliffaufnahmen sehr wesentlich ist, geschieht durch eine dem Objektiv vorgeschaltete Irisblende. Die ganze Apparatur steht horizontal, sie könnte ja auch sonst nicht recht bedient werden. Nachteilig ist dabei, daß die im Mikroskop gefundene Stelle, welche photographiert werden soll, erst jedes Mal im Mikroskop des Photoapparates wiedergesucht werden muß. An Platten werden benutzt: Eastman's Wratten and Wainwright Panchromatic Dry Plates. Die Belichtungszeit schwankt, je nach Dicke des Schliffes, der Art der Kohle, der Vergrößerung und des Filters zwischen 5 Sekunden und 2 Minuten. Dünnschliffphotos müssen möglichst bald nach der Schliffherstellung gemacht werden, da Dünnschliffe stark wasserhaltiger Kohlen leicht quellen. Es ist dann schwer, das ganze Bild scharf einzustellen.

Beim Photographieren von Kohlendünnschliffen stören besonders die Überstrahlungen, die von den Löchern und Rissen des Dünnschliffs ausgehen und die manchmal auch durch Abblenden nicht zu beseitigen sind. Daher lassen sich z. B. Durite besonders schwer photographieren: die lichtdurchlässigen Sporen überstrahlen eben die opake „Grundmasse".

e) Die quantitative kohlenpetrographische Analyse

In ganz ähnlicher Weise, wie in Essen bzw. Bochum Flözprofile mit Anschliffen quantitativ untersucht werden, werden in der Forschungsstelle Pittsburg Flözprofile an Hand von Dünnschliffen bearbeitet. Es werden dabei folgende Bestandteile ausgezählt:

1. Vitrit (total anthraxylon),
2. Clarit (translucent attritus),
3. Durit (opaque attritus),
4. Fusit (fusain).

Zur Auszählung des Vitrits wird ein Netzmikrometer mit 100 Feldern benutzt. Man arbeitet bei 120facher Vergrößerung. Die Anzahl der Felder, die der Vitrit in einer Zehnerspalte ausfüllt, wird in 2—3 Auf- und Abtouren an verschiedenen Stellen des Schliffs geschätzt. Die geschätzten Zahlen werden addiert und durch die Anzahl der Bewegungen, die mit der Additionsmaschine registriert wurden, geteilt. Durit und Fusit werden bei 40facher Vergrößerung ausgezählt, — und zwar der Durit in der gleichen Weise wie der Vitrit —, der seltene Fusit dagegen gesondert und zwar über den ganzen Schliff. Die Anzahl der vom Fusit eingenommenen Felder innerhalb des ganzen Netzes werden jedesmal geschätzt und später addiert. Ist eine Kohle besonders pyritreich, so wird auch der Pyrit ausgezählt. Der Clarit wird rechnerisch (als Rest) ermittelt. Nach dem prozentualen Anteil der einzelnen Bestandteile werden die Typen (types) festgelegt und graphische Tabellen der einzelnen Flöze gezeichnet. Der prozentuale Anteil der verschiedenen Bestandteile wird von Schliff zu Schliff (2—3 cm) angegeben.

Ein Nachteil dieser Auszählmethode ist, daß sie die mineralischen Komponenten nicht beachtet.

III. Die Untersuchung der Kohlen im polierten Dünnschliff

Gelegentlich hat man bereits früher ein und dieselbe Kohle mit Anschliffen und parallelen Dünnschliffen untersucht, vor allem, wenn es galt, die Bitumina einer Kohle besser beobachten zu können. Die Untersuchung derartiger paralleler Schliffe ist in der Tat sehr aufschlußreich. Es läßt sich jedoch nicht leugnen, daß diese Methode auch gewisse Nachteile hat, denn

1. verlangt die Herstellung einer doppelten Anzahl Schliffe viel Zeit und
2. sind einzelne Bestandteile nicht genau zu vergleichen, da sich Anschliff- und Dünnschliffbild ja nicht decken.

Man kann natürlich einen Anschliff nach der Untersuchung dünnschleifen und so den kongruenten Dünnschliff erhalten. Damit wäre aber nur ein einmaliger Vergleich möglich.

Die wünschenswerte Verbindung beider Untersuchungsverfahren ist daher die Untersuchung mit dem polierten Dünnschliff, der sowohl im durchfallenden als auch im auffallenden Licht betrachtet werden kann.

a) Geschichtliches

In der Erzmikroskopie ist der polierte Dünnschliff seit 1916 (Tolman & Rogers) bekannt. Einer Anregung von Herrn Professor Cissarz folgend, gelang es Hsieh 1933 zum erstenmal, die Anwendbarkeit dieser Untersuchungsmethode auf die Kohle zu zeigen.

Sowohl in der Erzmikroskopie als auch in der Kohlenpetrographie hat jedoch bis heute der polierte Dünnschliff keine praktische Verwendung gefunden, wohl aus dem Grunde, weil seine Herstellung bisher zu schwierig war.

b) Zur Herstellung von polierten Dünnschliffen

Hsieh beschrieb 1933 eine Methode zur Herstellung von polierten Kohlendünnschliffen, die jedoch sehr umständlich ist. Es kam daher darauf an, diese Methode zu vereinfachen. Das gelang mir auf folgende Art und Weise:

Der Dünnschliff wurde nach dem Verfahren von Thiessen hergestellt und dann mit „Tonerde 2“ auf einem Billardtuch vorsichtig poliert. Nach dem Trocknen unter dem kalten Luftzug wurde der Dünnschliff mit einem Film von Zedernholzöl bedeckt (vergl. S. 23).

c) Untersuchung unter dem Mikroskop

Für die Untersuchung im auffallenden Licht muß natürlich ein nicht reflektierender Untergrund geschaffen werden. Bei längerer Beobachtung ist es ratsam, eine Kühlküvette zwischen Lichtquelle und Mikroskop zu stellen. Der polierte Dünnschliff mit Ölschutzhaut hat gegenüber dem von Hsieh beschriebenen, der mit einem Deckglas abgedeckt wird, den Vorteil, daß man ihn auch bei starken Vergrößerungen untersuchen kann. Daß der Film von Zedernholzöl auch auf die Dauer eine gute Schutzsicht ist, beweisen die Bilder der Tafeln 4 bis 6 eines polierten Dünnschliffs, der 10 Monate vor der Aufnahme hergestellt wurde.

Es muß jedoch betont werden, daß mit dem polierten Dünnschliff naturgemäß nur die Kohlen untersucht werden können, die dem Dünnschliffverfahren zugänglich sind, also Kohlen mit mehr als 20—25% flüchtigen Bestandteilen. Auch für aschenreiche Kohlen ist der polierte Dünnschliff ungeeignet, da harte Mineralien wie Quarz und Schwefelkies beim Dünnschleifen leicht herausbrechen.

d) Zum Photographieren von polierten Dünnschliffen

Polierte Dünnschliffe werden genau so photographiert wie einfache Anschliffe bzw. Dünnschliffe. Bei der Aufnahme der Bilder auf Taf. 4, Fig. 3a bis Taf. 6, Fig. 1b wurde für die Aufnahme im auffallenden Licht das 8 mm Ölimmersionsobjektiv, für die Aufnahme im durchfallenden Licht das Objektiv 3, Achromat (trocken) verwandt. Um bei entsprechenden Aufnahmen die photographierte Stelle leicht wiederfinden zu können, wurde diese mit einem Objektmarkierer (Leitz) gekennzeichnet.

IV. Ergebnis

Im Vorhergehenden wurde auf die Technik der kohlenpetrographischen Untersuchungsmethoden eingegangen.

Es ergab sich, daß Kohlen mit weniger als 20% flüchtigen Bestandteilen lediglich im auffallenden Licht untersucht werden können. Auf Grund neuer Ätzversuche mit Oxydationsmitteln, organischen Lösungsmitteln und Halogenen erwies sich Kaliumpermanganat mit Zugabe von Schwefelsäure als ein geeignetes Ätzmittel für hoch inkohlte Kohlen.

Um mineralarme Kohlen mit mehr als 20—25% flüchtigen Bestandteilen im auffallenden und durchfallenden Licht an ein und demselben Schliff untersuchen zu können, wurde die Herstellung des sog. polierten Dünnschliffs vereinfacht, so daß jetzt dieses Verfahren die Vorteile des Dünnschliffs und Anschliffs vereinigt. Dabei ist zu beachten, daß die Herstellung eines polierten Dünnschliffs kaum mehr Zeit beansprucht als die Herstellung eines Anschliffs.

B. Vergleichende Untersuchungen von Kohlen im Anschliff und Dünnschliff

Im Folgenden soll untersucht werden, wie sich die einzelnen Gemengteile der Kohle im auffallenden und durchfallenden Licht verhalten. Als Untersuchungsobjekt wurde zunächst eine Gasflammkohle gewählt, da sie innerhalb der Inkohlungsreihe eine mittlere Stellung einnimmt und somit die einzelnen petrographischen Bestandteile gegenüber höher inkohlten Kohlen noch deutlich zeigt.

Es handelt sich dabei um das Pond-Creek-Flöz des unteren Oberkarbons (Pottsville), das nach der Kurzanalyse des Bureau of Mines in Pittsburg im Durchschnitt 36% flüchtige Bestandteile enthält (der Vitrit 33,1%). Die Kohle stammt aus der Majestic-Grube im Pike County des Staates Kentucky (USA.) und wurde mir vom Bureau of Mines dankenswerterweise zur Verfügung gestellt.

Vor dem Vergleich des Anschliff- und Dünnschliffbildes sei noch folgendes bemerkt:

Bei senkrecht auffallendem Licht beobachtet man im Anschliff:

1. Gefügezeichnung,
2. Farbe,
3. Reflexionsvermögen,
4. Innenreflexe,
5. Schleifhärte (Relief)

und bei polarisiertem Licht:

6. Reflexionspleochroismus und
7. Anisotropieeffekte bei gekreuzten Nicols.

Dagegen zeigt der Dünnschliff nur:

1. Gefügezeichnung,
2. Farbe,
3. Lichtdurchlässigkeit (Absorptionsvermögen)

und bei polarisiertem Licht:

4. Pleochroismus und
5. Anisotropieeffekte bei gekreuzten Nicols.

Der Dünschliff zeigt also weniger für die Diagnose wichtige Merkmale als der Anschliff (ein Relief kann z. B. nur im Anschliff beobachtet werden). Dagegen ist allerdings der Farbenreichtum im Kohlendünnschliff viel größer als im Anschliff, so daß der Punkt 2 für den Anschliff nur eine untergeordnete, für den Dünnschliff aber eine bedeutende Rolle spielt. Dünnschliff und Anschliff verhalten sich unter diesem Gesichtspunkt etwa wie Farbenphoto und Schwarz-Weiß-Photo.

I. Die Gemengteile einer Gasflammkohle im auffallenden und durchfallenden Licht

a) Vitrinit (Translucent Humic Degradation Matter) [1])

1. Im Anschliff

Gestalt: Sehr verschiedenartig. Schichten und isolierte Stücke, mit und ohne Zellgefüge.

Schleifhärte: Sehr gering. Geringer als beim Fusinit, Mikrinit, Exinit, Resinit und den tonigen Bestandteilen. Von allen organischen Bestandteilen der Kohle hat der Vitrinit die geringste Schleifhärte.

Farbe: Hellgrau, manchmal gelblich. In Öl dunkler.

Reflexionsvermögen: Ziemlich stark. In Öl schwächer.

Anisotropieeffekte: Sehr schwacher Reflexionspleochroismus. Bei gekreuzten Nicols: Einheitliche viermalige Aufhellung. Blattvitrinite sind nicht reflexionspleochroitisch.

Der größte Teil des Vitrinits zeigt ohne Ätzung keine Zellstrukturen (Taf. 6, Fig. 2a). Zellgefüge erscheint gewöhnlich nur in breiten Vitrinitstreifen, die dann meistens schon als Vitrit bezeichnet werden können. In harz- und wachshaltigen Geweben ist die Zellanordnung deutlicher. Der Reflexionsunterschied der Zellwände gegen die Resinite ist zwar meist gering, aber doch genügend klar erkennbar. Harzkörper reflektieren im allgemeinen etwas schwächer als die Zellwände. Phyllovitrinite zeigen sehr oft ein deutliches Gefüge (Taf. 7, Fig. 1, Taf. 7, Fig. 3), da die Zellinhalte stärker als die Zellwände reflektieren. Gefügelose Phyllovitrinite erscheinen im allgemeinen heller als Holz- und Rindenvitrinite. Bei letzteren sind die Reflexionsunterschiede von Zellwand und Zellinhalt äußerst gering, die Zellinhalte reflektieren nur wenig stärker als die Zellwände. Meistens sind aber in solchen Vitriniten keine Zellgefüge sichtbar. Erst beim Anätzen erscheinen sie (Taf. 6, Fig. 2b).

[1]) In der Bezeichnungsweise der Gemengteile folge ich hier den Heerlener Beschlüssen und THIESSEN.

Die typischen Zellausfüllungen von Vitriniten mit Mikrinit (nach Thiessen handelt es sich um stark zersetzte Zellwände) sind im Anschliff kaum zu erkennen. Selbst bei 1000facher Vergrößerung sind die Mikrinitkörnchen kaum von Vitrinit zu unterscheiden, da ihr Reflexionsvermögen dem des Vitrinits nahezu gleichkommt (Taf. 8, Fig. 1 zeigt eine Ausnahme. Erst durch Überbelichtung der photographischen Platte wurde hier der Mikrinit deutlich sichtbar).

Dagegen sind mineralische Einschlüsse im Vitrinit im Anschliff ausgezeichnet zu beobachten (Taf. 11, Fig. 5, Taf. 12, Fig. 5), da sich die in Kohle vorkommenden mineralischen Komponenten gegenüber den organischen Bestandteilen durch ein sehr verschiedenes Reflexionsvermögen auszeichnen.

Vitrinit ist im Durit bei auffallendem Licht sehr gut erkennbar (Taf. 8, Fig. 3).

Gewisse Annuli, deren Zugehörigkeit nicht bekannt ist, sind wenig dunkler als Holz- und Rindenvitrinit (Taf. 6, Fig. 1a).

2. Im Dünnschliff

Farbe: Rot bis dunkelrotbraun.

Lichtdurchlässigkeit: Groß. Geringer als die der Sporen, größer als die des Fusinits.

Anisotropieeffekte: Kein Pleochroismus. Starke Anisotropie bei gekreuzten Nicols. Gewisse Annuli und Blatt(?)-vitrinite löschen nicht einheitlich aus.

Im Dünnschliff ist meist ein Zellgefüge im Vitrinit erkennbar. Das gilt besonders für den Vitrinit größerer Vitritlagen, für alle harz- und wachshaltigen Vorkommen und die Phyllovitrinite. An besonders dünn geschliffenen Stellen, wie sie manchmal an den Schliffrändern vorkommen, wird Holz- und Rindengefüge unsichtbar. Bei gewöhnlicher Schliffdicke ist das Gefüge aber so deutlich, daß man Einzelheiten, wie Tracheiden gut erkennen kann (Taf. 6, Fig. 4). Zellinhalte sind gewöhnlich dunkler als Zellwände. Besonders kontrastreich sind im Dünnschliff die von Thiessen als Lycopodengewebe gedeuteten Gefüge, deren Zellinhalte dunkelrot sind (Taf. 6, Fig. 3b).

Resinithaltige Gewebe sind im durchfallenden Licht gleichfalls sehr auffällig. Das gilt besonders für die von Naumova (1934) als Cordaitengewebe beschriebenen Vorkommen, die leuchtend goldgelbe Zellausfüllungen von Harzen enthalten (Taf. 7, Fig. 5). Blattvitrinite zeichnen sich durch ein Gefüge von hellroten Zellwänden und dunkelroten und braunen Zellinhalten aus (Taf. 7, Fig. 2). Vielfach enthalten Blattvitrinite auch hellrote Risinite, an denen oft ein heller Rand wahrnehmbar ist (Taf. 7, Fig. 4).

Mikrinithaltiger Vitrinit fällt im Dünnschliff vor allem durch den Farbenkontrast Schwarz-Rot auf (Taf. 8, Fig. 2).

Pyritkörner, aber auch andere harte Mineralien, welche gelegentlich im Vitrinit vorkommen, brechen meistens beim Dünnschleifen heraus (Taf. 11, Fig. 6). Oft ist nur noch aus der Form der Löcher im Vitrinit zu ersehen, welche Mineralien einst vorhanden gewesen sind.

Vitrinitteilchen im Durit sind dunkler als alle übrigen Vitrinite. Vielleicht ist dies auf die stärkere Zersetzung bei der Bildung des Durits zurückzuführen.

Die erwähnten Annuli sind sehr viel heller als Hozvitrinit (Taf. 6, Fig. 1b). Im Dünnschliff löschen sie deutlich undulös aus.

3. Auswertung

Zellgefüge sind im Vitrinit meist bei durchfallendem Licht besser als bei auffallendem Licht zu erkennen (vergl. den polierten Dünnschliff auf Taf. 4, Fig. 4a und 4b). Gelegentlich konnten Zellstrukturen, die im Dünnschliff noch deutlich zu sehen waren, im Anschliff überhaupt nicht mehr als solche wahrgenommen werden. Jedoch können Zellgefüge im Anschliff durch Anätzen mit Chromschwefelsäure sichtbar gemacht werden. Solche Ätzgefüge können gelegentlich noch klarer sein als die Gefüge im Dünnschliff (Taf. 6, Fig. 2b u. 3).

Resinithaltige Vitrinite sind im Dünnschliff besser als im Anschliff erkennbar, da sich die Resinite im Dünnschliff durch eine Vielzahl von Farben und Helligkeitsstufen auszeichnen, denen im Anschliff nur geringe, oft nicht mehr wahrnehmbare Reflexionsunterschiede entsprechen. Blattgewebe fallen im Dünnschliff sofort durch undulöse Auslöschung auf.

Das Auftreten von Mikrinit in Vitrinitzellen ist im Dünnschliff sehr auffällig. Dagegen wird es (wegen zu geringer Reflexionsunterschiede) im Anschliff selten erkannt. Es ist daher verständlich, daß auf solche Mikrinitvorkommen von Thiessen, der ja durchweg mit Dünnschliffen arbeitete, zuerst aufmerksam gemacht wurde.

Bestimmte Annuli, die im Dünnschliff durch ihre hellrote Farbe die Aufmerksamkeit auf sich lenken, werden nur selten im Anschliff wahrgenommen. Die beiden Aufnahmen eines polierten Dünnschliffs (Taf. 6, Fig. 1 a u. b) zeigen diesen Unterschied.

Da Anisotropieeffekte im Dünnschliff deutlicher als im Anschliff sind, zeigte es sich erst im durchfallenden Licht, daß der Vitrinit stark anisotrop ist.

Wenn somit im allgemeinen der Dünnschliff bei Vitrinituntersuchungen vorzuziehen ist, so empfiehlt sich doch eine Anschliffuntersuchung, wenn die Vitrinite mineralhaltig (insbesondere pyrithaltig) sind, oder wenn Vitrinite im Durit näher untersucht werden sollen. Denn die sehr dunklen Vitrinite des Durits sind im Dünnschliff oft schwer von den opaken Bestandteilen zu unterscheiden (siehe polierter Dünnschliff Taf. 5, Fig. 1 a u. b).

Die Vitrinituntersuchungen haben ergeben, daß botanisch und genetisch verschiedene Vitrinite verschiedene Reflexionsvermögen haben können. Das Reflexionsvermögen des Blattvitrinits ist ein anderes als das des Holzvitrinits. Es ist auch möglich, daß sich Rinden- und Holzvitrinit im Reflexionsvermögen etwas unterscheiden. In diesem Zusammenhang sind die Versuche von Thiessen und Sprunk (1934) beachtenswert, die zeigten, daß Blattvitrinite und Rindenvitrinite sich beim Erwärmen verschieden verhalten: Blattvitrinit schmilzt zuerst, Gymnospermenvitrinit schmilzt eher als Pteridophytenvitrinit. Freise hat 1929 gezeigt, daß sich Hölzer verschiedener Bäume bei der Verkohlung verschieden verhalten. Was das Genetische angeht, so haben wir gesehen, daß die optischen Eigenschaften von Vitrinit im Durit einerseits und Vitrinit im Vitrit und Clarit andererseits verschieden sind, d. h. daß Vitrinite verschiedener primärer Zersetzungsstufen ein verschiedenes Reflexionsvermögen haben.

Bei den vor allem in den letzten Jahren mehrfach ausgeführten Versuchen, das Reflexionsvermögen des Vitrinits als Maß für die Bestimmung des Inkohlungsgrades zu nehmen, ist daher m. E. nicht genügend berücksichtigt worden, daß Vitrinite ein und derselben Kohle recht verschiedene Reflexionsvermögen haben können. Bei der Bestimmung des Inkohlungsgrades, sofern sie überhaupt auf diesem Wege richtige Resultate erzielen kann, dürfte als Maß nur das Reflexionsvermögen eines bestimmten Vitrinits benutzt werden.

b) Mikrinit (Granular Opaque Matter)

1. Im Anschliff

Gestalt: Nur bei starker Vergrößerung gut sichtbare, rundliche Körper von etwa 0,5 Mikron Durchmesser.

Schleifhärte: Größer als beim Vitrinit.

Farbe: Weiß bis gelblich.

Reflexionsvermögen: Stark. Größer als beim Vitrinit, etwas geringer als beim Fusinit.

Anisotropieeffekte: Nicht zu beobachten.

Der Mikrinit tritt als Zellausfüllung im Vitrinit auf. Außerdem bildet er einen charakteristischen Bestandteil des Durits.

Als Zellausfüllung im Vitrinit ist Mikrinit nur schwer im Anschliff zu erkennen. Die kleinen hellen Körner heben sich nämlich nicht genügend vom Vitrinit ab. Erst bei sehr starker Vergrößerung und Ölimmersion sind sie schwach erkennbar (das verhältnismäßig klare Bild des Mikrinits auf Taf. 8, Fig. 1 wurde durch Überbelichtung gewonnen). Im Vergleich mit den Opakkörnern des Durits und Clarits sind die Opakkörner des Vitrinits kleiner, dunkler und etwas gelblich.

Da der Mikrinit gegen die dunklen Bitumina des Durits und Clarits deutlich absticht, ist Mikrinit im Durit und Clarit unter auffallendem Licht gut zu beobachten, zumal sich die Körnchen gewöhnlich in nächster Nähe der Mikrosporen befinden, ja diese meist ringförmig umgeben. Vor allem die stark angegriffenen Sporen des Opakdurits sind oft von Mikrinitanhäufungen umrahmt. Diese Mikrinite sind im Anschliff schon bei 200facher Vergrößerung unter Öl zu erkennen (s. Taf. 8, Fig. 3). Deutlich werden sie aber erst bei 500- und 1000facher Vergrößerung.

2. Dünnschliff

Farbe: Schwarz.

Lichtdurchlässigkeit: Anscheinend undurchlässig.

Anisotropieeffekte: Nicht zu beobachten.

Im Dünnschliff ist der Mikrinit als Zellausfüllung im Vitrinit sehr auffällig; da er schwarz ist, hebt er sich scharf vom Rot des Vitrinits ab. Bei 200facher Vergrößerung ist die Opaksubstanz schon scheinbar homogen (Taf. 2, Fig. 1b). Erst bei 1000facher Vergrößerung und Ölimmersion werden die einzelnen Körnchen sichtbar (Taf. 5, Fig. 2).

Anders ist es beim Mikrinit des Durits und Clarits. Der Durit des Dünnschliffs stellt bei 200facher Vergrößerung eine schwarze, scheinbar homogene Grundmasse dar, in der Sporen, Kutikulen, Harze, Vitrinit usw. eingebettet sind (Taf. 8, Fig. 4). Bei stärkerer Vergrößerung zeigt sich, daß diese schwarze Grundmasse sich aus Mikrinit, Braunsubstanz, Fusinit, Sklerotien und mineralischen Bestandteilen zusammensetzt, wobei allerdings die einzelnen Bestandteile oft schwierig zu bestimmen sind. Der Mikrinit ist bei 1000facher Vergrößerung noch am besten an seiner charakteristischen körnigen Struktur erkennbar. Wenn die einzelnen Körnchen sehr dicht gelagert sind, sieht man jedoch auch bei dieser Vergrößerung nur noch eine scheinbar homogene opake Masse (Taf. 13, Fig. 3).

3. Auswertung

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß bei der Bestimmung des Mikrinits Anschliff- und Dünnschliffuntersuchungen einander ergänzen. Der typische Vitrinit-Mikrinit wird leichter im Dünnschliff erkannt. Es ist dies der einzige Fall, bei dem ein opaker Gemengteil besser im Dünnschliff als im Anschliff bestimmt werden kann.

Dagegen ist der Mikrinit, der im Durit auftritt — und dieser Mikrinit ist weit häufiger — im Dünnschliff nur bei besonders starken Vergrößerungen und unter Öl als solcher erkennbar. Im Anschliff wird er dagegen schon bei 200facher (besser 500facher) Vergrößerung unter Öl sichtbar.

Die verschiedenen Ansichten über die Entstehung des Mikrinits erklären sich zum Teil aus der einseitigen Anwendung der Methoden. So schließt Thiessen aus dem im Dünnschliff deutlichen Vorkommen von Mikrinit im Vitrinit, daß dieser ein Zersetzungsprodukt der inneren Zellwände ist. Stach und andere Kohlenpetrographen, die mit auffallendem Licht arbeiten, meinen hingegen, aus der im Anschliff deutlichen Vergesellschaftung mit Sporen auf eine adsorptive Anlagerung stark zersetzter Pflanzenreste schließen zu müssen.

c) Exinit (Spore-Exines, Cuticles)

1. Im Anschliff

Gestalt: Recht verschieden. Sporenhaut im Querschnitt wie ein zusammengeklappter Gummiring, mit oder ohne Skulptur. Megasporenhäute gekörnelt. Länge der Megasporenhäute etwa 0,2—0,6 mm, Länge der Mikrosporenhäute etwa 10—30 Mikron. Kutikulen zahnleistenförmig, oft gefältelt.

Schleifhärte: Ziemlich groß. Größer als beim Vitrinit und der Braunsubstanz.

Farbe: Dunkelgrau, etwas bräunlich. Durch die dunkle Farbe abstechend gegen alle anderen pflanzlichen Gemengteile. Einige Megasporen mit roten Innenreflexen.

Reflexionsvermögen: Relativ sehr gering. Bei Kutikulen stärker als bei Sporenhäuten. Von allen pflanzlichen Gemengteilen hat Exinit das schwächste Reflexionsvermögen.

Anisotropieeffekte: Selten beobachtbar. Bei Megasporen mit roten Innenreflexen kann man Anisotropie erkennen. Kein Reflexionspleochroismus.

Sporen und Kutikulen heben sich im Anschliff durch Form und Farbe scharf von den übrigen Bestandteilen ab.

Sporen, die in einem Sporangium eingeschlossen sind, sind im Anschliff oft heller als isolierte Sporen. Vielleicht waren sie vor der Einbettung noch nicht ausgereift und hatten dementsprechend eine andere chemische Zusammensetzung.

Sporen und Kutikulen dürften primär chemisch verschieden zusammengesetzt sein, sind doch Kutikulen heller als die Sporen derselben Kohle (Taf. 7, Fig. 1). Sie haben dasselbe Reflexionsvermögen wie bestimmte Wachskörper im Phyllovitrinit. Die Kutikulen sind untereinander in der Schleifhärte verschieden. Dicke Blattoberhäute sind gewöhnlich härter als dünne. (Vergl. Taf. 7, Fig. 1 mit Taf. 7, Fig. 3 und Taf. 9, Fig. 4). Übergänge von gewöhnlichen Kutikulen in fusinitische Kutikulen wurden beobachtet (Taf. 9, Fig. 4).

Bei 1000facher Vergrößerung wird im Anschliff der körnige Aufbau der Megasporenhäute sichtbar.

2. Im Dünnschliff

Farbe: Leuchtend goldgelb bis rotgelb.
Lichtdurchlässigkeit: Relativ sehr groß.
Anisotropieeffekte: Keine vollkommene Dunkelheit bei gekreuzten Nicols. Undulöse Auslöschung häufig bei Duritsporen (Splintsporen).

Im Dünnschliff fallen Sporen und Kutikulen durch ihre leuchtende Farbe auf. Namentlich gegen die opake Grundmasse des Durits heben sich die goldgelben Körper gut ab (Taf. 8, Fig. 6). In Analogie zum Verhalten des Vitrinits (s. o.) sind Sporen und Kutikulen des Vitrits und Clarits heller und weniger rötlich als solche des Durits. Es liegt nahe, diese Unterschiede ebenfalls auf die verschiedene Zersetzung vor der Einbettung zurückzuführen. Dafür spricht, daß die Megasporenhäute im Durit oft so stark zersetzt sind, daß nur noch dünne Streifen übrig sind und daß von den Mikrosporenhäuten nur noch Fetzen erhalten sind (Taf. 13, Fig. 3).

Oft schon bei 100facher Vergrößerung und besonders gut bei 1000facher Vergrößerung und unter Öl wird der feinere Aufbau der Megasporen in allen Einzelheiten erkennbar: Winzige gelbe Scheiben, die dicht aneinander gepackt sind, verleihen der Sporenhaut ein körniges Aussehen (Taf. 9, Fig. 3).

Weiter zeigte sich (in Übereinstimmung mit den Anschliffbeobachtungen), daß Sporen, die noch im Sporangium sitzen, stets dunkler als die umgebenden einzelnen Sporenhäute sind (Taf. 9, Fig. 2).

3. Auswertung

Sporenhäute und Kutikulen fallen im Anschliff wie im Dünnschliff sofort auf. Das Arbeiten im durchfallenden Licht ist jedoch für Untersuchungen des Feinbaues der Sporenhäute vorzuziehen, da dieser im Dünnschliff deutlicher ist als im Anschliff.

d) Resinit (Resins and Resinous Substances)

1. Im Anschliff

Gestalt: Verschieden. Runde, elliptische oder stabförmige Körper, in Vitrinitgeweben oder isoliert im Durit vorkommend. Gewöhnlich ohne Strukturen. Gelegentlich von Sprüngen durchzogen. Manchmal schlierig oder mit zonarer Umrandung.
Schleifhärte: Größer als die des Vitrinits, kleiner als die des Fusinits.
Farbe: Verschieden. Dunkelgraubraun (wie Exinit) bis sehr hellgrau (wie Semifusinit).
Reflexionsvermögen: Verschieden. Etwas größer bis viel kleiner als beim Vitrinit. Gelegentlich gleich dem von Kutikulen.
Anisotropieeffekte: Bei dunklen Resiniten nicht beobachtbar. Helle Resinite sind schwach reflexionspleochroitisch und löschen bei gekreuzten Nicols nicht einheitlich aus.

Das in weiten Grenzen schwankende optische Verhalten der Resinite ist z. T. gewiß auf die verschiedene Herkunft der Resinite zurückzuführen.

Am leichtesten sind Resinite als solche zu erkennen, wenn sie in Vitrinitgeweben auftreten. In Blattgeweben sind dunkelgraue Körper, die in ihrer Tönung oft verschieden sind, häufig. Manche von ihnen reflektieren nur wenig

stärker als Kutikulen, andere dagegen etwas schwächer als Vitrinit. Bei gekreuzten Nicols löschen diese Blattresinite nicht vollkommen aus. In anderen (? peridermen) Geweben treten elliptische, hellgraue Körper auf, die wohl als Harz angesprochen werden können. Sie sind heller als der Vitrinit der Zellwände. Die von NAUMOVA (1934) als Gummikanäle von Cordaiten beschriebenen Gebilde sind im Anschliff dunkelgrau.

Im Durit und Clarit kommen die verschiedenen Resinite isoliert vor (Taf. 8, Fig. 5). Häufig sind hier vor allem

1. sehr große, elliptische Körper, die wenig stärker als Vitrinit reflektieren,
2. elliptische Körper von Farbe und Reflexionsvermögen der Kutikulen (Taf. 8, Fig. 5) und
3. sehr stark reflektierende elliptische Körper, die deutlich härter als der Vitrinit sind (Taf. 8, Fig. 3).

Zonares Gefüge, das im Dünnschliff häufig festgestellt wurde, konnte im Anschliff nur selten wiedergefunden werden (Taf. 8, Fig. 5).

2. Im Dünnschliff

Farbe: Verschieden. Rot, braun oder gelb.

Lichtdurchlässigkeit: Verschieden. Kleiner als beim Vitrinit bis größer als beim Exinit.

Anisotropieeffekte: Kein Pleochroismus beobachtet. Bei gekreuzten Nicols stark anisotrop. Blattresinite löschen nicht einheitlich und nicht bis zu vollkommener Dunkelheit aus.

Die Mannigfaltigkeit der Resinite ist im durchfallenden Licht scheinbar noch größer als im auffallenden, da der Dünnschliff auch die feinsten Farb- und Helligkeitsunterschiede offenbart.

Die Blattresinite zeigen im Dünnschliff recht verschiedene Farben (Taf. 7, Fig. 4). Gewöhnlich ist das Rot etwas heller als das des Vitrinits (Taf. 10, Fig. 1). Die meisten Resinite sind rot. Die Gummikörper der Cordaiten (NAUMOVA 1934) leuchten goldgelb (Taf. 7, Fig. 5). Dunkelbraune Körper wurden hauptsächlich im Clarit und in Zusammenhang mit Blatt- und Rindengeweben beobachtet (Taf. 10, Fig. 2). Jedoch überwiegen auch im Durit und Clarit rote Resinite. Die meisten von ihnen sind zonar gebaut und haben einen hellen Rand (Taf. 10, Fig. 1). Zonare Resinite wurden auch in Blattgeweben beobachtet (Taf. 7, Fig. 4).

3. Auswertung

Farb- und Helligkeitsunterschiede der Resinite sind im durchfallenden Licht mannigfaltiger als im auffallenden. Auch wird im Dünnschliff viel häufiger als im Anschliff zonares Gefüge sichtbar. Schließlich sind die Anisotropieeffekte im durchfallenden Licht deutlicher. Wenn auch im allgemeinen der Anschliff zur Bestimmung von Resiniten ausreicht, so ist also doch für feinere Untersuchungen der Dünnschliff entschieden vorzuziehen.

e) Fusinit und Fusinitübergänge (Fusain)

1. Im Anschliff

Fusinit:

Gestalt: Sehr verschieden. Schichten und verschieden geformte Stücke, meist mit Zellstruktur. Typisch: „Bogenstruktur." Sehr häufig kleine Teilchen, vor allem Nadeln.

Schleifhärte: Verschieden, aber immer sehr groß. Größer als beim Vitrinit, kleiner als beim Pyrit.
Farbe: Weiß, manchmal etwas gelblich.
Reflexionsvermögen: Sehr stark. Größer als beim Vitrinit, viel kleiner als beim Pyrit.
Anisotropieeffekte: Kein Reflexionspleochroismus. Anisotropieeigenschaften sind wegen der Reliefverhältnisse schlecht zu beobachten. Anscheinend nur äußerst schwach anisotrop.

Fusinitübergänge stehen in ihrem physikalischen Verhalten zwischen Vitrinit und Fusinit. Sie bilden häufig den Übergang zwischen einem Vitrinit und einem Fusinit. Als Ausnahme wurde in einem Fall sehr starker Reflexionspleochroismus an einem Semifusinit beobachtet. Fleckige Auslöschung bei gekreuzten Nicols ist typisch für vitrinitnahe Semifusinite.

Der eigentliche Fusinit ist im Anschliff in fast allen Fällen ohne weiteres als solcher erkennbar. Größere Stücke fallen schon makroskopisch auf der Schliffoberfläche durch den von der Faserstruktur herrührenden Seidenglanz auf. Mikroskopisch zeichnet sich der Fusinit aus:

1. Durch sein hohes Reflexionsvermögen,
2. durch seine große Härte und
3. durch sein Gefüge (Zellhohlräume, Zellwandbruchstücke, „Bogenstruktur"), (Taf. 10, Fig. 4).

Fusinitgefüge zeigen oft noch Feinheiten (vgl. die Interzellularräume auf Taf. 10, Fig. 4), die in Vitrinitgefügen unter dem Belastungsdruck meist verloren gegangen sind.

Kleinere Fusinitstücke ohne typische Zellstruktur können mit Sklerotien verwechselt werden. Aber Sklerotien in Steinkohlen sind meist härter als Fusinit. Außerdem haben die Sklerotien eine unregelmäßig zellige, schwammige Struktur und sind gewöhnlich rund oder oval umgrenzt, was bei Fusinitstücken selten der Fall ist. Schwieriger ist es, die Zugehörigkeit der zahlreichen, im Durit und Clarit verstreuten opaken Teilchen festzustellen. Diese können ebensogut Fusinit- wie Sklerotienteilchen sein. Die opaken Nädelchen sind dagegen sicher fusinitischer Herkunft.

Die Fusinitnadeln des Clarits und Durits sind fast immer besonders hart (Taf. 5, Fig. 1a). Gelbliche Fusinite haben gewöhnlich ein hohes Relief. Da Farbe, Reflexionsvermögen und Härte solcher Fusinite denen des Pyrits nahekommen, könnte es sich hierbei um pyritisierte Fusinite handeln.

Fusinitübergänge treten in allen Variationen auf, finden sich doch auch heute bei Waldbränden alle Übergänge von kaum verkohlten bis zu total verkohlten Pflanzenteilen. Im Anschliff entspricht den verschiedenen Verkohlungsgraden eine Abstufung des Reflexionsvermögens und der Härte, so, daß der am stärksten verkohlte Teil das größte Reflexionsvermögen und die größte Härte besitzt. Stark fusinitische Übergangsstufen haben oft schon die typische Zellstruktur des echten Fusinits mit hohlen Zellräumen oder Zellwandbruchstücken (Taf. 11, Fig. 2). Ebenso bestehen bei den vitrinitischen Abarten strukturelle Ähnlichkeiten zum Vitrinit (Taf. 11, Fig. 1). Fusinitübergänge, die nicht in direktem Zusammhang mit den Endgliedern Vitrinit und Fusinit stehen, sind natürlich schwieriger zu bestimmen, besonders solche, die sich den Endgliedern sehr nähern. Ohne unmittelbaren Vergleich kann man die feinen Unterschiede im Reflexionsvermögen und in der Härte kaum wahrnehmen.

2. Im Dünnschliff

Fusinit:

Farbe: Schwarz. Kann bei äußerst dünnen Schliffen braun werden.
Lichtdurchlässigkeit: Bei normaler Schliffdicke anscheinend undurchlässig.
Anisotropieeffekte: Nicht zu beobachten.

Der opake Fusinit ist naturgemäß im Dünnschliff schlecht erkennbar. Seine optischen Eigenschaften sind im durchfallenden Licht ähnlich denen vieler anderer Kohlengemengteile. Nur die Gestalt ist im Dünnschliff charakteristisch. Opake Teile mit regelmäßigem Zellgefüge und hohlen Zellinnenräumen dürften in der Regel als Fusinit anzusprechen sein (Taf. 10, Fig. 5). Wenn jedoch die Zellhohlräume mit opakem Material, etwa Pyrit gefüllt sind, sind Zweifelsfälle möglich. Im Durit ist Fusinit schwer von dichtgelagertem Mikrinit zu unterscheiden (Taf. 10, Fig. 3). Kleine Fusinitstücke können mit Sklerotienbruchstücken, opaken Ascheteilchen oder Mikrinit verwechselt werden.

Fusinitübergänge zeigen im Dünnschliff alle Farbabstufungen von Schwarz nach Rot (Taf. 7, Fig. 6 und Taf. 11, Fig. 2). Die dem echten Fusinit nahekommenden Übergänge, welche sich im Anschliff bei direktem Verband von diesem noch deutlich unterscheiden, sind im Dünnschliff schon opak. Dagegen ist die Unterscheidung der dem Vitrinit nahekommenden Übergangsstufen im Dünnschliff leichter als im Anschliff, da hierbei im Dünnschliff die Farbunterschiede feiner differenziert sind.

3. Auswertung

Fusinituntersuchungen werden besser im auffallenden als im durchfallenden Licht gemacht. Im Dünnschliff wurden bisher nur allzu oft Sklerotien mit Fusinit verwechselt. Auch können im durchfallenden Licht Fusinit, stark fusinitische Übergänge, Pyrit und Mikrinit nicht genügend voneinander unterschieden werden (siehe polierter Dünnschliff Taf. 5). Im Anschliff ist dagegen höchstens eine Verwechslung von Fusinit mit Sklerotien möglich.

Von den Fusinitübergängen sind die fusinitischen besser am Anschliff, die vitrinitnahen besser im Dünnschliff erkennbar.

f) Sklerotien (Sclerotias)

1. Im Anschliff

Gestalt: Kugelig, elliptisch oder unregelmäßig begrenzt. Struktur unregelmäßig, zellig.
Schleifhärte: Verschieden. Größer und kleiner als beim Fusinit. Manchmal außerordentlich groß.
Farbe: Weiß bis gelblich.
Reflexionsvermögen: Verschieden, aber immer sehr groß. Kleiner bis größer als beim Fusinit.
Anisotropieeffekte: Nicht reflexionspleochroitisch. Struktur- und Reliefverhältnisse gestatten keine sicheren Beobachtungen. Vollkommene Dunkelheit wird bei gekreuzten Nicols nicht erreicht.

Sklerotien kommen primär im Vitrinit, aufbereitet isoliert im Durit und Clarit vor. Letzteres Vorkommen ist häufiger. Sehr selten finden sich Sklerotien im Fusinit.

Sklerotien fallen im Anschliff durch ihre beträchtliche Härte und ihr hohes Reflexionsvermögen auf. In den Anschliffen des Pond Creek Flözes wurden zahlreiche Sklerotien festgestellt, die sich durch gelbliche Farbe, besonders hohes Reflexionsvermögen und besonders große Schleifhärte auszeichneten (Taf. 11, Fig. 3). Offenbar sind diese Sklerotien schwach pyritisiert.

2. Im Dünnschliff

Farbe: Schwarz bis dunkelbraun
Lichtdurchlässigkeit: Verschieden, aber immer sehr gering. Bei gewöhnlicher Schliffdicke anscheinend undurchlässig.
Anisotropieeffekte: Nicht zu beobachten.

Sklerotien sind im Durit kaum zu erkennen (Taf. 5, Fig. 1b). Die wenigen Sklerotien, die im Vitrinit auftreten, sind dagegen sehr auffällig und leicht zu bestimmen (Taf. 11, Fig. 4). In Clarit und Durit gelagerte Sklerotien sind fast nie vom Fusinit zu unterscheiden (Taf. 11, Fig. 4; Taf. 13, Fig. 1).

3. Auswertung

Sklerotien werden, wie fast alle opaken Gemengteile, am leichtesten im Anschliff erkannt (siehe polierter Dünnschliff Taf. 5, 1a, b). Sie sind deshalb auch zuerst von Anhängern der Untersuchungsmethode im auffallenden Licht (Stach und Schulze) beschrieben worden. Nur wenn Sklerotien im Vitrinit auftreten, sind sie auch im Dünnschliff deutlich. Es ist bezeichnend, daß bei den Kohlenpetrographen, die mit dem Dünnschliff arbeiten, die Meinung besteht, Sklerotien kämen hauptsächlich in der Braunkohle vor: In Dünnschliffen der Braunkohle sind Sklerotien nämlich gewöhnlich durchscheinend braun und daher dort leicht erkennbar; in der Steinkohle sind sie dagegen opak und konnten darum bislang nicht von anderen opaken Bestandteilen, wie Fusinit und Braunsubstanz getrennt werden.

g) Mineralische Bestandteile (Mineral Matter)

1. Im Anschliff

α) Pyrit

Gestalt: Verschieden. Häufig typische Schnittformen einzelner Kristalle. Als Ausfüllung von Hohlräumen (Zellhohlräumen der Fusinite und Sklerotien). Als Gangfüllung. Manchmal in kugelrunden Konkretionen von sehr kleinen Kristallen.
Schleifhärte: Äußerst groß. Größer als die aller anderen in der Kohle vorkommenden Gemengteile.
Farbe: Speißgelb.
Reflexionsvermögen: Sehr hoch. Von allen anderen Gemengteilen der Kohlen am höchsten.
Anisotropieeffekte: Keine.

Pyrit findet sich überall in der Kohle: Im Vitrit, Clarit, Durit und besonders häufig im Fusit. Vorkommen: Teils primär, teils sekundär (Gänge, Infiltrationen).

Der Pyrit ist der im Anschliff am meisten auffallende Bestandteil der Kohle überhaupt (Taf. 11, Fig. 5). Das beruht in erster Linie auf seinem gegen das der organischen Substanzen besonders hohen, metallischen Reflexionsvermögen.

Nach Schneiderhöhn & Ramdohr (1931) beträgt das Reflexionsvermögen des Graphits, gemessen mit dem Photometerokular für den ordentlichen Strahl und rotes Licht 23 %, dagegen das entsprechende Reflexionsvermögen des Pyrits 52,5 %! Dabei reflektiert Kohle noch schwächer als Graphit (nach Hoffmann [1936] beträgt das Reflexionsvermögen von Steinkohle nur 7—12 %).

Hinzu kommt der große Härteunterschied von Pyrit gegen Kohle. Pyrit hat eine Härte von 6—6,5, Steinkohle durchweg von 2,5. Derart große Härteunterschiede erschweren natürlich das Schleifen: Oft ist der Pyrit im Kohlenanschliff noch unpoliert, wenn alle anderen Gemengteile bereits poliert sind. Soll auch der Pyrit Politur bekommen, so entsteht bei den anderen Bestandteilen leicht ein zu hohes Relief. Anschliffe pyrithaltiger Kohle sind daher selten einwandfrei.

β) Quarz

Gestalt: Recht verschieden. Meist kleine, rundliche Körner. Häufig als Gangmineral.
Schleifhärte: Sehr groß, jedoch kleiner als beim Pyrit.
Farbe: Dunkelgrau. In Öl schwarz.
Reflexionsvermögen: Äußerst niedrig.
Anisotropieeffekte: Nicht zu beobachten.

Bezeichnend für Quarz ist vor allem sein hohes Relief und sein äußerst geringes Reflexionsvermögen. Dadurch unterscheidet er sich von allen anderen Bestandteilen der Kohle. Unter schräg auffallendem Licht leuchten Quarze hell auf.

In gewissen aschereichen Schichten des Pond-Creek-Flözes wurden sehr dunkle, harte Mineralien beobachtet, die wohl als eingeschwemmte Sandkörnchen zu deuten sind (Taf. 12, Fig. 1).

γ) Spatmineralien (Kalkspat, Dolomit, Eisenspat)

Gestalt: Als Gänge und als Zellausfüllungen des Fusinits.
Schleifhärte: Gering, jedoch größer als beim Vitrinit.
Farbe: Dunkelgrau.
Reflexionsvermögen: Sehr gering. Nach Ramdohr beim Eisenspat etwas größer.
Anisotropieeffekte: Sehr hoch.

Die Spatmineralien zeichnen sich gegenüber den anderen Gemengteilen der Kohle durch ihre hohen Anisotropieeffekte aus. Untereinander sind sie schwer zu unterscheiden, am leichtesten noch durch geeignetes Ätzen und Färben.

δ) Tonsubstanz[2])

Gestalt: Sehr kleine, unregelmäßig geformte Körner, oft zu Schmitzen oder dickeren Lagen vereinigt. Auch als Zellausfüllung.
Schleifhärte: Ziemlich gering. Größer als beim Vitrinit, kleiner als bei Sporenhäuten.
Farbe: Dunkelbraun, mit braunroten Innenreflexen.
Reflexionsvermögen: Sehr gering.
Anisotropieeffekte: Gewöhnlich nicht zu beobachten. Gelegentlich wurde schwache Anisotropie festgestellt.

[2]) Welche Mineralien im einzelnen die Tonsubstanz des Pond-Creek-Flözes aufbauen, ist hier nicht weiter untersucht worden.

Tonsubstanz tritt im Pond-Creek-Flöz vor allem in einer bestimmten Schicht auf. Diese Schicht ist weiter gekennzeichnet durch das Zurücktreten von Mikrinit, Braunsubstanz und anderen Bestandteilen, die auf eine starke primäre Zersetzung hindeuten. Mit der Tonsubstanz gemeinsam tritt Quarz auf (Taf. 12, Fig. 1, 2). Die zahlreichen, zwischen den Mineralkörnern gelagerten Sporenhäute sind anscheinend stark mechanisch beansprucht worden. Sie dürften verfrachtet und aufbereitet sein.

Tonlagen sind im Anschliff kaum zu verkennen. Während die meisten primär abgelagerten Mineralien in Kohle isoliert auftreten, erscheinen die Tonteilchen gewöhnlich als Tonschmitzen bzw. -schichten (Taf. 11, Fig. 5; Taf. 12, Fig. 3). Gelegentlich wurde Ton als Zellausfüllung im Vitrinit beobachtet (Taf. 12, Fig. 5). Die einzelnen Teilchen sind äußerst klein, viel kleiner als z. B. Quarzkörnchen. Von diesen und den anderen mineralischen Bestandteilen unterscheiden sie sich zudem durch die bräunliche Farbe.

2. Dünnschliff

α) Pyrit

Farbe: Schwarz. Bei abgeblendetem Spiegel gelb.
Lichtdurchlässigkeit: Lichtundurchlässig.
Anisotropieeffekte: Nicht zu beobachten.

Im Vitrit und Clarit kann man allenfalls bei glücklicher Schnittlage gut ausgebildete Pyritkristalle als solche erkennen (Taf. 7, Fig. 4). Wo aber dieses opake Mineral mit anderen opaken Bestandteilen zusammen auftritt und nicht durch seine Kristallform gekennzeichnet ist, ist es im Dünnschliff unbestimmbar. Außerdem stört das harte und leicht herausbrechende Mineral beim Schleifen (Taf. 11, Fig. 6).

Wenn Pyrit als Zellausfüllung im Fusinit auftritt, ist er im Dünnschliff nicht von diesem zu unterscheiden.

β) Quarz

Farbe: Farblos, klar durchsichtig.
Lichtdurchlässigkeit: Sehr groß.
Anisotropieeffekte: Schnitte $\perp$ c isotrop, sonst anisotrop. Optisch positiv.

Quarz wurde von mir in Dünnschliffen des Pond-Creek-Flözes nicht beobachtet. Offenbar sind die harten Quarze aus der Kohle durchweg beim Schleifen verlorengegangen. Bei dem Dünnschliffbild auf Taf. 12, Fig. 2, das im Flözteil dem Anschliffbild der Fig. 1 auf Taf. 12 entspricht, deuten nur die zahlreichen kleinen Löcher auf das ehemalige Vorhandensein eines wahrscheinlich harten Minerals, das beim Schleifen herausgebrochen ist. Aus dem Anschliffbild darf jedoch mit Bestimmtheit auf Quarz geschlossen werden.

γ) Spatmineralien (Kalkspat, Dolomit, Eisenspat)

Farbe: Farblos, durchsichtig. Eisenspat manchmal gelblich.
Lichtdurchlässigkeit: Sehr groß.
Anisotropieeffekte: Schnitte $\perp$ c isotrop, sonst sehr starke Doppelbrechung. Optisch negativ.

Im Dünnschliff können Spatmineralien an ihrer sehr hohen negativen Doppelbrechung sofort erkannt werden. Untereinander sind sie nur auf chemischem Wege unterscheidbar.

δ) Tonsubstanz

Farbe: Weiß und hellgelb, durchsichtig.
Lichtdurchlässigkeit: Sehr groß.
Anisotropieeffekte: Isotrop und schwach anisotrop.

Im Gegensatz zu den anderen mineralischen Gemengteilen läßt sich Ton wegen seiner geringen Härte im Dünnschliff leicht schleifen und schon deswegen gut beobachten (Taf. 12, Fig. 4). Nur wo er überwiegt — wie im Brandschiefer — erhält man schwer einen guten Schliff; denn wenn der Ton bereits durchsichtig ist, sind die kohligen Bestandteile gewöhnlich noch opak. Man wird also in solchen Fällen entweder nur den Ton oder nur die pflanzlichen Gemengteile studieren können, nicht beide zusammen.

3. Auswertung

Aus dem Vorhergehenden ergibt sich, daß bei Untersuchungen von anorganischen Bestandteilen in Kohlen in den meisten Fällen der Anschliff vorzuziehen ist: Wohl erlaubt der Dünnschliff die genaue Bestimmung der durchsichtigen Mineralien, aber diese brechen (vom Ton abgesehen) beim Dünnschleifen aus der Kohle meist heraus.

Das ist wohl auch der Grund, warum die quantitativen Flözanalysen des Bureau of Mines in Pittsburg, die nur auf dem Dünnschliffverfahren fußen, keine Angaben über Mineralgehalte enthalten.

Die Unterscheidung der durchsichtigen Mineralien ist im Anschliff noch recht schwierig. Farbe und Reflexionsvermögen sind so ähnlich, daß sie kaum zur Diagnose herangezogen werden können. Quarz ist an seiner Härte am besten zu erkennen, tonige Bestandteile an ihrem bräunlichen Farbton und die Karbonate an ihren starken Anisotropieeffekten.

h) Braunsubstanz (Brown or Semitranslucent Matter)

1. Dünnschliff

Gestalt: Größere, meist klumpig oder schwammartig aussehende Stücke ohne typische Strukturen. Häufig rissig. Große Ähnlichkeit mit Resiniten. Häufig elliptisch. Auch geradlinig umgrenzte langgestreckte Körper mit regelmäßigem Gefüge.
Farbe: Schwarz und braun bei gewöhnlicher Dicke des Dünnschliffs. Braun und gelb in besonders dünnen Schliffen.
Lichtdurchlässigkeit: Bei normaler Schliffdicke anscheinend lichtundurchlässig bis wenig durchlässig.
Anisotropieeffekte: Anisotrop, Auslöschung in verschiedenen Stellungen.

Die Braunsubstanz ist bislang nur von Thiessen und seinen Schülern auf Grund von Dünnschliffuntersuchungen beschrieben worden (1937).

Thiessen nahm an, daß das „Brown Matter" aus Rinden- und Bastzellen hervorgegangen ist, die braune Harzkörper enthalten. Die Braunsubstanz soll der wesentliche Bestandteil des Durits (Splint) sein.

In Steinkohlen ist das Thiessen'sche Brown Matter bei gewöhnlicher Dünnschliffdicke (15 Mikron) wohl immer schwarz, es wird erst in besonders dünnen Schliffen (5 Mikron) durchscheinend und zeigt dann einen braunen Farbton.

Unter Berücksichtigung der noch wenig geklärten Stellung der Braunsubstanz wurde dieser bei den vergleichenden Untersuchungen besondere Aufmerksamkeit geschenkt. In den Dünnschliffen des Pond-Creek-Flözes beobachtete ich an vielen Stellen Körper, die dem Thiessen'schen „Brown Matter" sehr ähneln. Diese Körper sind bei normaler Schliffdicke dunkelbraun, von meist langgestreckter, gradlinig umgrenzter Form und zeigen ein deutliches Gefüge von ebenfalls langgestreckten, geraden Zellen (Taf. 13, Fig. 1). Gelegentlich wurde ein Übergang von dunkelbrauner nach schwarzer Farbe beobachtet. Es ist wohl möglich, daß dieser Bestandteil eine Vorstufe zu dem Thiessen'schen Brown Matter darstellt. Das eigentliche, von Thiessen und Sprunk beschriebene Brown Matter konnte von mir im Dünnschliff nur selten beobachtet werden (vergl. Taf. 13, Fig. 3).

Im Pond-Creek-Flöz finden sich zahlreiche verschiedenfarbige Resinite, von denen ein Teil braun bis dunkelbraun ist (siehe S. 37). Diese dunklen Resinite kommen in Rinden- und Blattgeweben vor. An einer Stelle war ein Übergang eines braunen, harzhaltigen Gewebes in opake Substanz festzustellen (Taf. 13, Fig. 1). Es ist jedoch möglich, daß dieser opake Teil fusinitisch ist, zumal sich bei mehreren Versuchen gezeigt hat, daß auch Fusinit und Sklerotien, wenn sie sehr dünn geschliffen werden, durchscheinend braun werden.

Wenn man auch das Brown Matter nach den Thiessen'schen Untersuchungen als einen g e n e t i s c h selbständigen Bestandteil der Kohle betrachten muß, nämlich als Zersetzungsprodukt von Rinden- und Bastzellen, so ist es doch mit den heutigen Methoden der Dünnschliffuntersuchung zu mindestens in der Steinkohle nur in wenigen Fällen sicher bestimmbar.

2. Im Anschliff

Schleifhärte:	Sehr wenig größer als beim Vitrinit.
Farbe:	Hellgrau, wenig dunkler als Fusinit.
Reflexionsvermögen:	Wenig geringer als beim Fusinit.
Anisotropieeffekte:	Reflexionspleochroismus beobachtet. Braunsubstanz zeichnet sich im Anschliff vor anderen Bestandteilen durch die stärksten Anisotropieeigenschaften aus. Fleckige Auslöschung ist typisch.

In den Anschliffen des Pond-Creek-Flözes beobachtete ich elliptische, schwammige, sehr helle Körper vor allem in dem dem Durit nahekommenden Clarit (Semisplint), die der von Thiessen beschriebenen Braunsubstanz entsprechen dürften (Taf. 7, Fig. 3; Taf. 11, Fig. 3; Taf. 12, Fig. 6; Taf. 13, Fig. 2). Diese Teilchen, die etwas dunkler als der Fusinit sind, aber viel heller als der Vitrinit, fallen vor allem durch ihre Form und Härte auf. Von den stark verkohlten Fusinitübergängen unterscheiden sie sich durch das fehlende Zellgefüge und die geringe Schleifhärte, von Sklerotien durch die geringe Schleifhärte und ihre Größe. Bisher sind wohl solche Bestandteile im Anschliff als Fusinitübergänge angesprochen worden. Aber der Unterschied von diesen ist bei aufmerksamer Betrachtung doch augenfällig: Die Braunsubstanz zeigt unverkennbare morphologische und strukturelle Ähnlichkeiten mit Harzen und harzhaltigen Geweben.

Die langgestreckten, dunkelbraunen Körper des Dünnschliffs sind im Anschliff hellgrau (heller als Vitrinit). Das regelmäßige Gefüge ist auch im Anschliff deutlich.

Bei der Untersuchung im auffallenden Licht zeigt sich ganz deutlich, daß die Braunsubstanz (wenigstens im Pond-Creek-Flöz) nur ein seltener Gemengteil ist. Die Ansicht, daß die Braunsubstanz am Aufbau des Durits wesentlich beteiligt ist, kann nach den Anschliffuntersuchungen nicht vertreten werden. Vielmehr ist, wie schon Stach betont hat, der Mikrinit als der wesentliche Gemengteil des Durits anzusehen.

3. Auswertung

Die vergleichenden Untersuchungen zeigten, daß die Braunsubstanz weit deutlicher im Anschliff als im Dünnschliff zu erkennen ist. Einige Bilder eines polierten Dünnschliffes bestätigen dies (Taf. 5, Fig. 1 a, b). Obwohl die Braunsubstanz zuerst im Dünnschliff erkannt wurde (Thiessen, Sprunk), sollte sie daher von nun ab besser mit dem Anschliff untersucht werden. Nach den Ergebnissen der Anschliffuntersuchungen dürfte die Braunsubstanz nur zu einem geringen Anteil am Aufbau der Kohle beteiligt sein.

i) Ergebnis

Der Vergleich der Gemengteile des Pond-Creek-Flözes im auffallenden und durchfallenden Licht ergab, daß die kohlenstoffreicheren, opaken Gemengteile wie Fusinit, Sklerotien, Mikrinit und Braunsubstanz besser im auffallenden Licht, die kohlenstoffärmeren, durchscheinenden Gemengteile wie Vitrinit, Exinit und Resinit besser im durchfallenden Licht zu erkennen sind.

Da die Streifenarten einer Kohle durch das Vorherrschen bzw. Zurücktreten gewisser Gemengteile gekennzeichnet sind, ist bei Streifenarten mit vorwiegend opaken Gemengteilen die Untersuchung im auffallenden Licht vorzuziehen. So wird z. B. die opake Grundmasse vom Durit des Dünnschliffs im auffallenden Licht aufgelöst in die verschiedenen Gemengteile: Mikrinit, Fusinit, Sklerotien, Braunsubstanz und mineralische Bestandteile. Die scheinbar homogene Grundmasse des Dünnschliffs erweist sich also im Anschliff als sehr inhomogen.

Andererseits werden die Streifenarten mit vorherrschend durchscheinenden Gemengteilen wie Vitrit und Clarit im allgemeinen besser im durchfallenden Licht untersucht.

Der Gegensatz Vitrit und Clarit einerseits und Durit andererseits tritt im Dünnschliff besonders kraß in Erscheinung. Überhaupt lassen sich im Dünnschliff die Streifenarten schon auf den ersten Blick besser auseinander halten. So fällt z. B. der Durit im Dünnschliff sofort durch das Vorherrschen der schwarzen Farbe auf (Taf. 4, Fig. 4 b).

Bei der Untersuchung von Vitrit, Clarit und Durit ergänzen also Anschliff- und Dünnschliffverfahren einander und zwar besonders dann, wenn ein und derselbe Schliff mit all seinen Einzelheiten im auffallenden und durchfallenden Licht bearbeitet werden kann, wie es beim polierten Dünnschliff der Fall ist. Nur für mineralreiche Kohlen und Brandschiefer ist aus schleiftechnischen Gründen das Anschliffverfahren dem polierten Dünnschliff vorzuziehen.

II. Vergleichende Untersuchungen von Kohlen verschiedenen Inkohlungsgrades im auffallenden und durchfallenden Licht

Bei der untersuchten Gasflammkohle (Pond-Creek-Flöz) ist, wie wir oben gesehen haben, das Verhältnis von opaken und durchscheinenden Gemengteilen derart, daß die Untersuchungen im auffallenden und durchfallenden Licht einander ergänzten. Es erhebt sich nun die Frage, wie sich dieses Verhältnis von opaken und durchscheinenden Gemengteilen mit dem Inkohlungsgrad ändert und wie sich dabei die Anwendungsbereiche des Dünnschliff- und Anschliffverfahrens verschieben.

Zu diesem Zweck wurden von mir 12 Kohlen verschiedenen Inkohlungsgrades, die mir das Bureau of Mines in Pittsburg dankenswerterweise zur Verfügung stellte, im auffallenden und, soweit technisch möglich, im durchfallenden Licht untersucht (vgl. Tabelle 1).

Tabelle 1.

Untersuchte Kohlen

Flöz	Herkunft	Alter	Inkohlungsgrad (bzw. Kohlentyp)	% Flüchtige Bestandteile
Young Blood	Wash., U. S. A.	Pleistozän	Braunkohle (Brown Coal)[3]	62
?	Texas, U. S. A.	?	Braunkohle (Lignite)	?
Monarch	Wyoming, U. S. A.	Eozän	Braunkohle (Subbituminous B Coal)	45
Roundup	Montana, U. S. A.	Eozän	Braunkohle (Subbituminous A Coal)	37
Green River	Kentucky, U. S. A.	Oberkarbon	Flammkohle (High Volatile C Bit. Coal)	42
Illinois Nr. 6	Illinois, U. S. A.	Oberkarbon	Gasflammkohle (High Volatile B Bit. Coal)	39
Sunnyside	Utah, U. S. A.	Kreide	Gasflammkohle (High Volatile B Bit. Coal)	?
Pittsburgh	Pennsylv., U. S. A.	Oberkarbon	Gasflammkohle (High Volatile B Bit. Coal)	39
Pond Creek	Kentucky, U. S. A.	Oberkarbon	Gasflammkohle (High Volatile B Bit. Coal)	36
Sewell	West Virg., U. S. A.	Oberkarbon	Gaskohle (Medium Volatile Bitum. Coal)	28
Beckley	West Virg., U. S. A.	Oberkarbon	Fettkohle (Low Volatile Bitum. Coal)	19
Van Lear	Kentucky, U. S. A.	Oberkarbon	Kennelkohle (Cannel)	56
?	Pennsylv., U. S. A.	Oberkarbon	Bogheadkohle (Bogh. C)	?

[3]) Bezeichnung nach der Inkohlungsreihe des Bureau of Mines.

a) Die Gemengteile schwach inkohlter Kohlen im Anschliff und Dünnschliff

Mesophytische und känophytische Kohlen werden von anderen Pflanzen aufgebaut als die paläophytische Kohle des Pond-Creek-Flözes, — sie zeigen dementsprechend ein morphologisch anderes Gefügebild. Aber die optischen Eigenschaften der Gemengteile und Streifenarten unterscheiden sich in den verschiedenaltrigen und verschieden stark inkohlten Kohlen nicht wesentlich.

Immerhin läßt sich z. B. beim Vitrinit folgendes feststellen: Je reicher die Kohle an flüchtigen Bestandteilen ist, desto kleiner wird das Reflexionsvermögen bzw. desto größer die Lichtdurchlässigkeit. Damit werden auch die Helligkeitsunterschiede von Zellinhalt und Zellwand größer und die Zellstruktur infolgedessen deutlicher. Dabei sind die Zellstrukturen im durchfallenden Licht bei gleichem Inkohlungsgrad und gleicher primärer Zersetzung stets deutlicher als im auffallenden Licht. Bereits oben (S. 33) wurde auf die Reflexionsmessungen des Vitrinits zur Feststellung des Inkohlungsgrades hingewiesen und die Notwendigkeit betont, für solche Messungen nur einen bestimmten Vitrinit heranzuziehen.

Der Fusinit ändert seine optischen Eigenschaften bei der Inkohlung nicht. Dagegen schwanken bei den Sklerotien ein und derselben Braunkohle Reflexionsvermögen und Lichtdurchlässigkeit erheblich. Bei normaler Schliffdicke sind Sklerotien der Braunkohlen im durchfallenden Licht meist braun. In der Braunkohle von Texas beobachtete ich Sklerotien, deren Zellräume mit vitrinitischer Substanz gefüllt waren.

Von den weiteren Beobachtungen, die bei der Untersuchung schwach inkohlter Kohlen gemacht wurden, seien hier noch folgende erwähnt:

Die pleistozäne Braunkohle von Washington enthielt im Vitrinit Resinite, die im Anschliff stark reflektierten und im Dünnschliff braun aussahen. In der kretazischen Gasflammkohle von Utah fielen Resinite, die im Vitrinit vorkommen, sofort durch eine sehr helle, gelbe Farbe auf. Eine solch große Lichtdurchlässigkeit bzw. ein so schwaches Reflexionsvermögen habe ich bislang an Resiniten anderer Kohlen nicht wieder gefunden. Auch langgestreckte, samenartige Gebilde der Kreidekohle von Utah zeichnen sich im durchfallenden Licht durch ein sehr helles Gelb aus.

Die Pollen der mesophytischen und känophytischen Kohlen sind im auffallenden Licht dunkelgrün bis schwarz, im durchfallenden Licht dagegen mehr oder weniger hell, gelb. Sie sind zum Teil so klein, daß sie bei 200facher Vergrößerung im Anschliff mit Mineralkörnern verwechselt werden können. Im Dünnschliff unterscheiden sie sich aber von diesen durch ihre gelbe Farbe. Daher sollten pollenführende Kohlen stets im durchfallenden Licht untersucht werden.

Die Untersuchung der Bogheadkohle ergab, daß auch Algen im Dünnschliff mehr Feinheiten und Farbtöne zeigen. In senkrecht auffallendem Licht sind Algen braun bis schwarz, im durchfallenden Licht schwankt ihre Farbe zwischen Orange- und Gelbtönen. Unter schräg auffallendem Licht (Ultropak) treten Algen durch eine rotbraune Farbe hervor. Im Dünnschliff ist die Algenpackung in der Bogheadkohle in dünnen Schliffen scheinbar dichter als in dicken, da die randlichen Partien der Algenkörper bei gewöhnlicher Schliffdicke opak sind, in dünnen Schliffen aber durchscheinend werden. Einige Algen der Bogheadkohle werden kranzartig von Resiniten umgeben, die im Anschliff besonders deutlich sind. Die „Grundmasse“ der Bogheadkohle setzt sich, wie der Anschliff zeigt, aus feinen mikrinitischen Körnchen zusammen. Dieser Mikrinit, der im Dünnschliff bei gewöhnlicher Schliffdicke schwarz ist, wird in dünnen Schliffen durchscheinend braun.

b) Der Inkohlungssprung im Anschliff und Dünnschliff

Im Anschliff verschwinden bekanntlich plötzlich die Reflexionsunterschiede zwischen Vitrinit und Bitumina bei einem bestimmten Inkohlungsgrad. Auch im Dünnschliff ist ein solcher „Inkohlungssprung" wahrnehmbar: Die gelbe Farbe verschwindet ganz und gar. Die Anzahl der roten und braunen Farbtöne wird geringer. Die Bitumina sind nicht mehr als solche erkennbar. Die Sporenhäute lassen sich nicht mehr vom Vitrinit unterscheiden. Das Zellgefüge des Vitrinits ist nirgends mehr zu beobachten.

Während in der untersuchten Gasflammkohle (Pond-Creek-Flöz, 36 % flüchtige Bestandteile) die gelbe Farbe des Exinits noch besonders auffällig ist, sind bereits in den Dünnschliffen der Gaskohle (Sewell-Flöz, 28 % flüchtige Bestandteile) nur noch wenige Rottöne wahrzunehmen. Sporen, die in den Anschliffen des Sewell-Flözes sich noch durch ein kleineres Reflexionsvermögen vom Vitrinit abheben (vor allem bei stärkerer Vergrößerung), sind im Dünnschliff bereits nicht mehr zu erkennen. Vitrinitgefüge wurde in dieser Kohle sowohl im auffallenden wie im durchfallenden Licht nicht mehr beobachtet. In der Fettkohle (Flöz Beckley, 19 % flüchtige Bestandteile) sind im Dünnschliff außer Fusinit keine Gemengteile mehr zu unterscheiden. Im Anschliff sind dagegen noch Mikrinit, Braunsubstanz, Fusinitübergänge und mineralische Bestandteile zu erkennen. Bei schräg auffallendem Licht sind auch Sporenhäute noch eben sichtbar. D. h. also: Im Dünnschliff macht sich der Inkohlungssprung etwas früher bemerkbar als im Anschliff. Im durchfallenden Licht sind bereits bei Kohlen von 28 % flüchtigen Bestandtteilen die Bitumina nicht mehr wahrzunehmen, während sie im auffallenden Licht noch schwach erkennbar sind.

c) Zur Untersuchung hochinkohlter Kohlen

Unter hoch inkohlten Kohlen sollen hier die Kohlen verstanden werden, die in der Inkohlungsreihe unterhalb des als „Inkohlungssprung" bezeichneten Bereiches stehen. Bei diesen Kohlen erübrigt sich das Dünnschliffverfahren. Wir haben oben gesehen, daß bereits in den Dünnschliffen einer Kohle von 28 % flüchtigen Bestandteilen die meisten Gemengteile nicht mehr zu unterscheiden sind. Nur der Fusinit konnte sogar noch in der Fettkohle mit 19 % flüchtigen Bestandteilen bestimmt werden. Der Dünnschliff dieser Fettkohle (Flöz Beckley) wurde aber nur noch an den Rändern durchscheinend. Die Gemengteile absorbieren also bei diesem Inkohlungsgrad bereits so stark, daß man sie in einem normalen Dünnschliff nicht mehr erkennen kann. Erst bei großer Geschicklichkeit in der Herstellung von Dünnschliffen kann es gelingen, diese stark inkohlte Kohlen so dünn zu schleifen, daß sie durchscheinend werden. So sind an der Forschungsstelle Pittsburg relativ gute Dünnschliffe von einer Eßkohle mit 17 % flüchtigen Bestandteilen (Lower Kittaning) hergestellt worden. Das Dünnschliffbild solch stark inkohlter Kohlen tritt an Deutlichkeit aber weit hinter das Anschliffbild zurück.

In Anschliffen der Fettkohle mit 19% flüchtigen Bestandteilen kann man unter senkrecht auffallendem Licht nämlich außer Fusinit noch Mikrinit, Braunsubstanz, Fusinitübergänge und mineralische Bestandteile erkennen, im schräg auffallenden Licht sogar noch Exinit. Fusinit und mineralische Bestandteile sind unter auffallendem Licht auch noch in Anthraziten sichtbar. Durch Ätzung können

im Anschliff selbst in Anthraziten noch strukturelle Feinheiten der Gemengteile sichtbar gemacht werden, wie die Bilder der Tafel 4, Fig. 1 u. 2, die ein deutliches Vitrinitzellgefüge zeigen, beweisen.

d) Ergebnis

Im Vorhergehenden wurde auf das optische Verhalten von Kohlen verschiedenen Inkohlungsgrades (Braunkohle bis Anthrazit) eingegangen.

Dabei zeigte sich, daß mit zunehmender Inkohlung das Reflexionsvermögen des Vitrinits größer wird. Bei der Betrachtung im Dünnschliff äußert sich die steigende Inkohlung in einer Abnahme der Lichtdurchlässigkeit des Vitrinits und in der Veränderung seiner Farbtöne von Hellrot über Rot nach Braunrot. Gleichzeitig wird das Zellgefüge des Vitrinits mit zunehmender Diagenese undeutlicher.

Bei den übrigen Gemengteilen konnte in Kohlen, die mehr als ca. 30 % flüchtige Bestandteile enthalten, keine wesentliche Veränderung festgestellt werden. Nur bei den Resiniten und Sklerotien der mesophytischen und känophytischen Braunkohlen wurden einige Ausnahmen beobachtet. Der Fusinit ändert seine optischen Eigenschaften während der Inkohlung anscheinend überhaupt nicht.

Vergleichende Untersuchungen von pollenführenden Kohlen im Anschliff und im Dünnschliff zeigten, daß Pollen nur im durchfallenden Licht sicher zu bestimmen sind.

Der Inkohlungssprung, der chemisch durch eine plötzliche Abnahme der flüchtigen Bestandteile gekennzeichnet ist, äußert sich im Anschliff durch eine plötzliche Zunahme des Reflexionsvermögens der Bitumina, so daß deren Grenzen gegen den Vitrinit schließlich nicht mehr wahrnehmbar sind. Im Dünnschliff verschwinden diese Grenzen dadurch, daß die Bitumina die rote Farbe des Vitrinits annehmen. Im durchfallenden Licht werden die Bitumina scheinbar eher unsichtbar als im auffallenden.

Da mit dem Inkohlungssprung im Dünnschliff die Grenzen der Gemengteile verschwinden, deren Erkennung im durchfallenden Licht besonders leicht ist, erübrigt sich die Dünnschliffmethode bei hoch inkohlten Kohlen. Außerdem sind brauchbare Dünnschliffe solcher Kohlen, der Abnahme der Lichtdurchlässigkeit bei zunehmender Diagenese entsprechend, nur noch sehr schwer, und von den Eßkohlen an überhaupt nicht mehr herstellbar.

Während also bei Untersuchungen von Braun-, Flamm-, Gasflamm- und Gaskohlen die ergänzende Anwendung von Anschliff- und Dünnschliffmethode am aufschlußreichsten ist, wird schon von den Fettkohlen an die Untersuchung im durchfallenden Licht überflüssig und dann bei den Eßkohlen technisch unmöglich. Von solchen Kohlen geben aber Anschliffe, vor allem g e ä t z t e Anschliffe, noch ein erstaunlich gutes Gefügebild.

C. Zur kohlenpetrographischen Begriffsbestimmung und Namengebung

In der Einleitung wurde darauf hingewiesen, daß ein Teil der kohlenpetrographischen Streitfragen ihren Grund in der einseitigen Anwendung der Methoden haben könne. Wir haben bereits gesehen, wie weit das für die Begriffsbestimmung und Deutung einzelner Gemengteile wie den Mikrinit, die Sklerotien und die Braunsubstanz zutrifft.

Aber auch in der kohlenpetrographischen Namengebung hat man sich manchmal zu sehr an Eigenschaften gehalten, deren Erkennung durch die Anwendung nur einer Methode möglich ist. Rein äußerlich betrachtet geht die Thiessen'sche Namengebung größtenteils vom Dünnschliffbild aus. Bezeichnungen wie „Translucent Attritus", „Brown Matter", „Opaque Matter" usw. erklären sich nur aus der Betrachtungsweise im durchfallenden Licht.

Die Thiessen'schen Kohlentypen (Types of Coal): „Bright Coal", „Semisplint Coal" und „Splint Coal", deren Unterscheidung sich ehemals wohl nur auf makroskopische Merkmale gründete (entsprechend den deutschen Kohlenarten „Glanzkohle" und „Mattkohle"), werden heute von der Thiessen'schen Schule nach der Erscheinung im Dünnschliffbild definiert: „Bright Coal" ist überwiegend durchsichtig, „Splint Coal" ist überwiegend opak. Wie wir gesehen haben, sind Vitrit und Clarit im Dünnschliff durchscheinend und Durit ± opak. So faßt Thiessen also Vitrit und Clarit zu einem Typ zusammen. Das ist m. E. sehr berechtigt, denn Vitrit und Clarit (Bright Coal) gehören, was die primäre Zersetzung angeht, genetisch zusammen und unterscheiden sich darin grundsätzlich vom Durit (Splint Coal). Diese wichtige Festlegung der Kohlentypen gründet sich also auf die Untersuchungsmethode im durchfallenden Licht.

Es ist bezeichnend, daß bei den Anhängern der Anschliffmethode diese Unterscheidung nicht gemacht worden ist. Wie schon betont, unterscheidet sich im Anschliffbild, das vor allem, wie ebenfalls erwähnt, s t r u k t u r e l l e Unterschiede herausbringt, der Durit weniger vom Clarit als der Clarit vom Vitrit. Der inhomogene Aufbau von Clarit und Durit stehen dort dem ± homogenen Aufbau des Vitrits gegenüber. So waren sogar früher Clarit und Durit zusammengefaßt zu „Durit". „Durit" im alten Sinne war das Konglomerat von allen möglichen Bestandteilen; daneben gab es den Vitrit, der ± einheitlich zusammengesetzt war.

So erklärten sich also manche kohlenpetrographischen Namen und Begriffe aus der jeweiligen Methode. Es ist daher nicht wundernswert, wenn immer wieder Mißverständnisse und Nomenklaturstreitigkeiten zwischen den einzelnen Forschern auftraten. Die Bezeichnungsweise nach den Heerlenern Beschlüssen kommt dem Wunsch entgegen, eine von der Methode unabhängige Nomenklatur zu schaffen. Leider ist allerdings die Heerlener Namengebung nicht auf einer einheitlichen Grundlage aufgebaut. Sie berücksichtig einmal botanische, ein andermal morphologische, ein drittesmal optische Eigenschaften. Eine ideale Nomenklatur müßte m. E. in der wissenschaftlichen Kohlenpetrographie auf botanischer, genetischer Grundlage stehen. Dazu wird allerdings noch ein weitgehendes Studium dieser „Grundlagen" nötig sein.

Auf Tabelle 2 ist die Nomenklatur von Heerlen und die nach Thiessen gegenübergestellt.

Tabelle 2

Kohlenpetrographische Bezeichnungsweisen

nach den Heerlenern Beschlüssen[4]:		nach THIESSEN[5]:	
a) Gefügebestandteile (Macerals)		a) Constituents	
Vitrinit	Collinit Telinit	Translucent humic degradation matter	
Mikrinit (Opaque substance)		Granular opaque matter	
Exinit		Spore-exines, pollen-exines, cuticles	
Resinit		Resins and resinous substances	
Fusinit		Fusain	
Semifusinit			
		Brown or semitranslucent matter	
b) Streifenarten (Rock types)		b) Components[6])	c) Types of coal
Vitrit		Total anthraxylon	Bright coal
Clarit		Translucent attritus	Semisplint coal
Durit		Opaque attritus	Splint coal
Fusit		Fusain	

Bei beiden Bezeichnungsweisen blieben folgende Gefügebestandteile unberücksichtigt:

1. Sklerotien (Sclerotias),
2. Algen (Algae),
3. Mineralische Bestandteile (Mineral matter).

Bei der Bezeichnung der Streifenarten ist die mit dem Inkohlungssprung einsetzende optische Veränderung des Clarits und Durits nicht berücksichtigt worden. Bisher hat nur STACH einen Unterschied zwischen Durit und „Metadurit“ gemacht.

„Clarit“ und „Durit“ entsprechen den STACH'schen Bezeichnungen „Humodurit“ und „Opakdurit“. Während die Unterscheidung von „Clarit“ und „Durit“ dem subjektiven Urteil des Betrachters in Grenzfällen überlassen bleibt, sind die STACH'schen Begriffe „Humodurit“ und „Opakdurit“ nach dem Gehalt von Vitrinit quantitativ festgelegt.

[4]) Deuxième Congrès pour l'avancement des études de Stratigraphie Carbonifière, Heerlen 1935. — 3, S. 1733. 1938.

[5]) THIESSEN, R. (1937).

[6]) THIESSEN, R., SPRUNK, G. C., O'DONNEL, H. J. (1931).

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

D. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, die Anwendungsbereiche der beiden wichtigsten kohlenpetrographischen Untersuchungsmethoden, nämlich des Anschliff- und Dünnschliffverfahrens gegeneinander abzugrenzen. Zu diesem Zweck wurden nordamerikanische Kohlen verschiedenen Inkohlungsgrades sowohl im auffallenden wie im durchfallenden Licht untersucht.

Dabei ergab sich folgendes:

Die Untersuchung im auffallenden Licht erwies sich als besonders vorteilhaft für das Studium der stark reflektierenden (mehr oder weniger opaken) Bestandteile wie Fusinit, Semifusinit, Sklerotien und Mikrinit, soweit dieser nicht in Vitrinit auftritt. Auch kommen die strukturellen Verschiedenheiten der Streifenarten im auffallenden Licht besser zum Ausdruck als im durchfallenden: Der ± homogene Vitrit hebt sich deutlich vom ± inhomogenen Clarit bzw. Durit ab, löst sich doch im auffallenden Licht die „opake Grundmasse" des Durits in die verschiedensten Gemengteilen auf.

Auch aus schleiftechnischen Gründen ist die Untersuchung im auffallenden Licht manchmal vorzuziehen. Das gilt einmal für Brandschiefer und Kohlen, die reich an harten mineralischen Bestandteilen sind und dann vor allem für hoch inkohlte Kohlen. Ein besonderer Vorteil bei der Untersuchung solcher hoch inkohlter Kohlen ist dabei der, daß Anschliffe geätzt werden können. Dadurch können Umriß und Feinbau der Gemengteile, die mit fortschreitender Inkohlung immer weniger deutlich werden, wieder sichtbar gemacht werden. Neue Ätzversuche mit verschiedenen Oxydationsmitteln, organischen Lösungsmitteln und Halogenen ergaben, daß Kaliumpermanganat mit Schwefelsäure ein besonders geeignetes Ätzmittel für hoch inkohlte Kohlen ist. Die Untersuchung von Anschliffen mit Ölimmersion wurde dadurch vereinfacht, daß verharztes Zedernholzöl als Schutzschicht der Anschlifffläche gegen das Immersionsöl benutzt wurde.

Die Untersuchung im durchfallenden Licht ist für das Studium der durchscheinenden Gemengteile wie Vitrinit, Exinit und Resinit vorzuziehen. Insbesondere für Pollenuntersuchungen eignet sich ausschließlich dieses Verfahren.

Der Dünnschliff bringt mehr feine Helligkeits- und Farbunterschiede heraus als der Anschliff. Daher ist Vitrinitzellgefüge im durchfallenden Licht besser sichtbar als im auffallenden Licht; weiterhin ist auch der Feinbau und die Mannigfaltigkeit der Resinite und Exinite im Dünnschliff deutlicher. Außerdem zeigt der Dünnschliff stärkere Anisotropieeffekte als der Anschliff. Daher sind bei Untersuchungen im durchfallenden Licht Gemengteile mit besonderen Anisotropieeigenschaften wie Blattresinite und gewisse Annuli sehr auffällig.

Bei der Betrachtung der Streifenarten im durchfallenden Licht ist der Gegensatz Vitrit und Clarit einerseits und Durit andrerseits besonders auffällig, da Vitrit und Clarit vorwiegend durchscheinend sind, während Durit vorwiegend opak ist.

Mit dem Inkohlungssprung verschwinden die Grenzen der Gemengteile, die sonst im Dünnschliff besonderes leicht erkennbar sind (Exinit, Resinit, Vitrinit). Somit erübrigt sich die Untersuchung im durchfallenden Licht bei Kohlen von weniger als ca. 30 % flüchtigen Bestandteilen.

Für Kohlen, die mehr als 30 % flüchtige Bestandteile enthalten, empfiehlt sich aber eine ergänzende Untersuchung im auffallenden und im durchfallenden Licht. Das aufschlußreichste Untersuchungsverfahren für solche Kohlen ist daher die Untersuchung mit dem polierten Dünnschliff. Da dieses Verfahren sowohl die Vorteile der Anschliffmethode als auch die der Dünnschliffmethode besitzt, d. h., da es gestattet, dasselbe Untersuchungsobjekt im auffallenden und im durchfallenden Licht direkt zu vergleichen, wurde versucht, die Herstellung von polierten Dünnschliffen, die bisher recht schwierig erschienen, zu vereinfachen.

Die Untersuchungen im polierten Dünnschliff zeigten, daß die Bevorzugung einer kohlenpetrographischen Untersuchungsmethode leicht zu einer einseitigen Auffassung mancher kohlenpetrographischen Fragen führen kann. Das gilt z. B. für die verschiedenen Auffassungen von der Mikrinitentstehung und für die Ansichten über Häufigkeit und Vorkommen von Sklerotien. Auch konnte an Hand des polierten Dünnschliffs gezeigt werden, daß die Braunsubstanz, die bisher nur aus dem Dünnschliff beschrieben wurde, im Anschliff besser als im Dünnschliff zu erkennen ist und daß sie wohl seltener ist, als bislang auf Grund von Dünnschliffuntersuchungen angenommen wurde.

E. Schriften

Duparque, A. & Sahabi, Y.: Structure microscopique des houilles de la Concession de Roche-la-Molière et Firminy (Loire). — Ann. Soc. Géol. Nord, **61**, S. 240—256. 1936.

Freise, W.: Brasilianische Holzarten für die Verkohlungsindustrie. — Arch. Wärmewirtsch., **10**, S. 233. 1929.

v. Gümbel, C. W.: Beiträge zur Kenntnis der Texturverhältnisse der Mineralkohlen. — Sber. k. bayr. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., **13**, S. 111. 1883.

Hoffmann, E.: Bezeichnungsweise und Erscheinungsformen in der Steinkohlenpetrographie. — Brennstoffchem., **17**, S. 341. 1936.

Hsieh, C. Y.: Thinned polished sections of coal, a new technique in coal petrography. — Bull. geol. Surv. China, **12**, S. 119. 1933.

— : Ätzstrukturen in der Kohle. — Arb. Inst. Palaeobot. usw., **2**, S. 25. 1930.

Hutton, W.: Observations on coal. — Proc. geol. Soc., **1**, S. 415. 1833.

Iwasaki, C.: A new method of studying the microstructure of coal: Etching by Tetralin. — Fuel, **8**, S. 143. 1929.

Kühlwein, F. L., Hoffmann, E. & Krüpe, E.: Durchführung und praktische Bedeutung planmäßiger kohlenpetrographischer Flözprofiluntersuchungen. — Glückauf, **70**, S. 1—8, 32—41. 1934.

Lehmann, K. & Stach, E.: Die praktische Bedeutung der Ruhrkohlenpetrographie. — Glückauf, **66**, S. 289. 1930.

Naumowa, S. N.: Petrographical examination of the coals from the Bobrikov Coal Mines, Moscow Basin. — Trans. Unit. geol. Prosp. Serv. USSR., **355**. 1934.

Olin, H. L. & Watermann, W. W.: Rank of coals as indicated by Oxygen Absorption. — Ind. Eng. Chem., **28**, S. 1024. Easton, Pa. 1936.

Potonié, H. & Gothan, W.: Paläobotanisches Praktikum. — Berlin 1913.

Schulze, F.: Über das Vorkommen wohlerhaltener Zellulose in Braunkohle und Steinkohle. — Ber. k. Akad. Wiss. Berlin, S. 675. 1855.

Schulze, G.: Vorkommen von Sklerotien in der Ruhrkohle. — Glückauf, **69**, S. 947—948. 1933.

Schneiderhöhn, H. & Ramdohr, P.: Lehrbuch der Erzmikroskopie. **2**. — Berlin 1931.

Seyler, C. A.: The microstructure of coal. — Trans. Amer. Inst. Min. Met. Eng., S. 117. New York 1925.

Stach, E.: Kohlenpetrographisches Praktikum. — Berlin 1928.

— : Steinkohlentagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Bochum. — Glückauf, **65**, S. 829—833. 1929.

— : Die petrographische Kohlenanalyse. — Int. Bergwirtsch., **23**, S. 255—263. 1930.

— : Sklerotien in der Kohle. — Glückauf, **70**, S. 297—304. 1934.

— : Lehrbuch der Kohlenpetrographie. — Berlin 1935.

— : Die Anwendung der Ölimmersion in der Kohlenmikroskopie. — Glückauf, **73**, S. 330—333. 1937.

Stach, E. & Kühlwein, F. L.: Die mikroskopische Untersuchung feinkörniger Kohlenaufbereitungsprodukte im Kohlenreliefschliff. — Glückauf, **64**, S. 841—845. 1928.

Stutzer, O.: Mikroskopische Untersuchungen von Braunkohlenbriketts. — Braunkohle, **30**, S. 465—467. 1931.

— : Mikroskopische Untersuchungen von Kohlenanschliffen mit dem Dunkelfeldkondensor. — Glückauf, **67**, S. 199—200. 1931.

Stutzer, O. & Draht, A.: Über eine im Abbau befindliche altmesozoische Braunkohle Polens. — Braunkohle, **30**, S. 405—409. 1931.

Thiessen, R.: What is coal? — Pap. presented at the Fuel Eng. Conf. Detroit, Mich. 1937.

Thiessen, R. & Sprunk, G. C.: The effect of heat on coal as revealed by the microscope. — Fuel, **13**, S. 116. 1934.

— : Origin and petrographic composition of the Lower Sunnyside Coal of Utah. — Bur. Mines, Techn. Pap., **573**. Washington 1937.

Thiessen, R., Sprunk, G. C. & O'Donnel, H. J.: Microscopic study of Elkhorn Coal Bed at Jenkins, Letcher County, Ky. — Bur. Mines, Techn. Pap., **506**. Washington 1931.

— : The preparation of thin sections of coal. — Bur. Mines, Inform. Circ., **7021**, Washington 1938.

Tolman, C. F. & Rogers, A. F.: A study of the magmatic sulfid ores. — Stanford Univ. Public. 1916.

Turner, H. G.: Microscopical structure of anthracite. — Trans. Amer. Inst. Min. Met. Eng., **71**, S. 127. New York 1925.

Turner, H. G. & Randall, H. R.: A preliminary report on the microscopy of anthracite coal. — J. Geol., S. 306. Chicago 1923.

Williams, T. B.: Identification of coals. — Econ. Geol., **21**, S. 364. 1926.

Winter, H.: Die mikroskopische Untersuchung der Kohle im auffallenden Licht. — Glückauf, **49**, S. 1406—1413. 1913.

Witham, H.: On the general results of botanical investigation concerning the character of the Ancient Flora which by its composition has furnished the materials of coal-seams. — Rep. 1., 2. meet. Brit. Ass. Adv. Sci. New York 1831 and Oxford 1832, S. 78. London 1835.

Zetzsche, F.: Kork und Cuticularsubstanzen. — Handb. Pflanzenanalyse, **3**, S. 205. Wien 1932.

Die Fauna von Berresheim bei Mayen

(Bl. Mayen, Eifel)

Von Fritz Kutscher, Berlin

Tafel 14

Inhalt

	Seite
Einleitung	56
Lage des Fundpunktes, Schichtenfolge und Faunen	56
Das Alter der Fauna von Berresheim	58
Vergleich mit ähnlichen Faunen	59
Bemerkungen und Literaturangaben zur Fauna	61
Zusammenfassung	66
Schriften	67

Einleitung

Bei der Kartierung des Blattes Mayen fand W. Ahrens in der Grenzzone zwischen den Siegener Schichten und dem Hunsrückschiefer eine interessante Fauna, die im Winter 1932/33 von dem verstorbenen Landesgeologen A. Fuchs durchbestimmt wurde. Die Belegstücke befinden sich in der Sammlung der Reichsstelle für Bodenforschung Berlin. Die Faunenliste ist in den Erläuterungen zu Blatt Mayen auf Seite 10 abgedruckt.

Die Grenzziehung zwischen der Siegener Stufe und dem darauffolgenden Hunsrückschiefer bzw. den Unterkoblenzschichten ist schwierig und vor allen Dingen in den verschiedenen Teil- und Faziesgebieten des Rheinischen Schiefergebirges mit ihrem petrographischen Wechsel nicht einheitlich zu lösen. Häufig fehlt es gerade in dieser Übergangszone an Faunen, auf Grund deren man eine Abgrenzung vornehmen könnte. Die Tatsache, daß hier überhaupt eine Fauna in der fraglichen Grenzzone auftritt und die Wichtigkeit, die ihr für die stratigraphischen Erkenntnisse zukommt, möge die Erläuterung der Fossilbestimmungen von Fuchs und somit die folgenden Ausführungen rechtfertigen.

Lage des Fundpunktes, Schichtenfolge und Faunen

Die Fossilfundstelle liegt etwa 1 km nordöstlich von Berresheim, und zwar kommt die Fauna in einem Grauwackenschieferbänkchen der Mayener Schichten vor. Petrographisch handelt es sich bei diesem Horizont (nach Ahrens, Erl. Bl. Mayen, S. 9 und 10) um eine Schichtenfolge von ebenspaltenden, im frischen

Zustande blauen Schiefern mit Einlagerungen von Grauwacken, Grauwackenschiefern und meistens sehr hellen Quarziten. Die Schichtenfolge ist derjenigen des Cauber Horizontes sehr ähnlich, unterscheidet sich von dieser jedoch durch die häufig auftretenden und mächtigeren gröberen Einlagerungen. Auf der anderen Seite haben die gröberen Gesteinspartien große Ähnlichkeit mit den Grauwacken der Herdorfer Schichten.

Unterlagert werden die Mayener Schichten von Gesteinsserien der oberen Siegener Schichten. Diese Herdorfer Schichten bestehen aus einer eintönigen Folge von Ton- und Bänderschiefern mit Grauwacken, Sandsteinen und Quarziten. Dachschiefer fehlen in dieser Zone. Im oberen Teile treten noch charakteristische in frischem Zustande olivgrüne, feste und ziemlich feinkörnige Quarzite auf in einer Mächtigkeit von mindestens 150 m. Während diese olivgrünen Quarzite sich bisher als fossilleer erwiesen haben, kommen in den übrigen Herdorfer Schichten verhältnismäßig viel fossilführende Stellen vor, die die typischen Leitformen der Siegener Stufe, nämlich *Rhenorensselaeria crassicosta* Koch, *Spirifer primaevus* Stein. und die entsprechenden Begleitformen der Herdorfer Schichten beherbergen.

Überlagert werden die Mayener Schichten von dem Horizont der Cauber Dachschiefer. In ihm treten gröbere Einlagerungen ganz zurück und nur geringmächtige (20—30 cm) feinkörnige Grauwacken und Quarzite sind festzustellen. Im übrigen gilt dasselbe, was auch für den Cauber Horizont im Verbreitungsgebiet des Mittelrheines und auf dem Hunsrück an anderen Stellen gesagt worden ist. Dasselbe trifft auch für die Fauna zu; es kommen hier dieselben typischen Versteinerungen vor, die auch in fast jeder Dachschiefergrube des Hunsrücks wiedergefunden werden. Nach den Bestimmungen von Fuchs kommen in den Dachschiefergruben der Umgebung von Mayen folgende Formen vor (Erl. Bl. Mayen, S. 11):

Rhipidophyllum vulgare Sandb. (häufig)
Zaphrentis primaeva Stein. (in Anzahl)
Pleurodictyum hunsrückianum Fuchs (nach neueren Aufsammlungen häufig)
Calycanthocrinus decadactylus Follm. (Stück mit Stiel, Kelch und Krone)
Spirifer assimilis Fuchs (spärlich)
Ctenodonta unioniformis Sandb. var. n. (1)
„ *bertkaui* Beush. (1)
Nuculites beushauseni Fuchs (1)
„ *(Cleidophorus)* n. sp. (1)
cf. *Rhenania tumida* Fuchs (1)
Orthoceras sp. (eine Wohnkammer)
Bactroceras n. sp. (selten)
Arthrophyllum planiseptatum Sandb. (1)
Homalonotus hunsrückianus Fuchs (häufig)
Phacops ferdinandi Kayser (vereinzelt)
Asteropyge sp. (1 Pygidium)

Zwischen den faunistisch einwandfrei belegten Herdorfer Schichten sowie dem Cauber Dachschieferhorizont befinden sich also die Mayener Schichten mit der Fauna von Berresheim. Nach der Bestimmung von Fuchs und einigen von mir vorgenommenen Änderungen kann folgende Faunenliste angeführt werden (Erl. Blatt Mayen, S. 10):

Arthropoden:
Homalonotus sp. (mehrere Reste)
Gastropoden:
Bellerophon (Bucanella) tumidus Sandb. (häufig)
Pleurotomaria sp. cf. *striata* Goldf. (selten)
Tentaculites schlotheimi Koken (häufig)

Lamellibranchiaten:

Actinodesma cf. *lamellosum* Goldf. (1)
Palaeonucula lodanensis Beush. (häufig)
„ cf. „ „
„ *confluentina* Beush. (1)
Nuculites persulcatus Solle (1)
„ *truncatus* Stein. (1)
Carydium sociale Beush. (mehrere Exemplare)
Goniophora schwerdi Beush. (sehr häufig)
„ cf. *rhenana* Beush. (mehrere Reste)

Brachiopoden:

Stropheodonta explanata Sow. (selten)
„ sp. cf. „ „ (mehrere Reste)
Tropidoleptus carinatus Conr. (häufig)
„ „ *rhenanus* Frech (häufig)
Chonetes sarcinulatus Schloth. (1)
Spirifer hystericus Schloth. (häufig)
„ cf. *mediorhenanus affinis* Fuchs
Rhenorensselaeria strigiceps Roem. (häufig)
Trigeria carinatella Fuchs (2)
„ sp.

Echinodermen:

Crinoidenstielglieder (sehr häufig)

Das Alter der Fauna von Berresheim

In der Faunenliste fehlen die Hauptleitformen der Siegener Stufe *Rhenorensselaeria crassicosta* Koch und *Spirifer primaevus* Stein. und weiterhin auch *Spirifer arduennensis* Schnur als bestimmendes Element für die Unterkoblenzschichten. Die meisten der aufgeführten Arten sind solche, die im tieferen Unterdevon erstmalig auftreten und auch in der Unterkoblenz- sowie Oberkoblenzzeit noch lebten. Als Durchläuferarten, die für eine genaue stratigraphische Altersbestimmung nicht in Frage kommen, gelten folgende Arten der Faunenliste:

Bellerophon tumidus Sandb.	Siegen — Oberkoblenz	
Tentaculites schlotheimi Koken	„	„
Palaeonucula confluentina Beush.	„	„
Nuculites persulcatus Solle	„	„
„ *truncatus* Stein.	„	„
Goniophora schwerdi Beush.	„	„
Carydium sociale Beush.	„	„
Chonetes sarcinulatus Schloth.	„	„
Stropheodonta explanata Sow.	„	„
Tropidoleptus carinatus Conr.	Siegen + Unterkoblenz	
„ „ *rhenanus* Frech	Siegen + Unterkoblenz	

Palaeonucula lodanensis Beush. ist eine jüngere Form, die in der Siegener Stufe bisher nicht angetroffen wurde.

Es bleiben so noch drei Arten übrig, die einen bedeutsamen Hinweis für die Altersverhältnisse abgeben können, nämlich *Rhenorensselaeria strigiceps* Roem., *Trigeria carinatella* Fuchs *und Spirifer hystericus* Schloth.

Trigeria carinatella Fuchs kommt hauptsächlich in den Siegener Schichten vor; weiterhin auch im Hunsrückschiefer (nach Fuchs 1907) sowie nach Drevermann auch vereinzelt in jüngeren Schichten.

Rhenorensselaeria strigiceps Roem. hat ihre Hauptverbreitung in den jüngeren Siegener Schichten (bankbildend in den Herdorfer Schichten und im oberen Taunusquarzit). Nach Maillieux scheint diese Art in den Ardennen, auch in den Koblenzschichten vertreten zu sein.

Spirifer hystericus Schloth. schließlich ist anscheinend nur auf die Siegener Schichten beschränkt und in den Herdorfer Schichten sowie im oberen Taunusquarzit (bankbildend mit Rhenorensselaeria strigiceps) außerordentlich häufig. Nach Fuchs (siehe Seite 61) vereinigt diese Art nach ihrer heutigen Umgrenzung verschiedene Typen in sich, und zwar unterscheidet er carinate, subcuspidate und mediorhenane Typen. Ihre Verbreitung und Lebensdauer müßte nach diesen Gesichtspunkten erst durchgesehen werden, da es durchaus möglich ist, daß die eine oder andere Formenreihe auch in jüngere Zeiträume hineinreicht. *Spirifer hystericus* wäre daher nach ihrer jetzigen Fassung keine streng abzugrenzende Leitform. Die hier bei Berresheim auftretenden Individuen haben vorwiegend carinaten Habitus.

Bei den drei zum Schlusse aufgeführten Formen handelt es sich also um Arten, die in der Siegener Stufe ihre Blütezeit aufzuweisen haben, und die zum Teil vereinzelt oder untergeordnet in der Unterkoblenzzeit noch gelebt haben.

Insgesamt betrachtet ergibt sich also für die Fauna von Berresheim: Es ist eine Übergangsfauna, in der

1. die wichtigsten Leitformen der Siegener Stufe fehlen, und die leitenden Arten der Unterkoblenzschichten noch nicht vorhanden sind,
2. Arten auftreten, die in der Siegener Stufe ihre Hauptverbreitung gehabt haben und dann noch vereinzelt und untergeordnet im jüngeren Unterdevon weiterlebten (bedingt taugliche Leitformen),
3. die meisten Arten sogenannte Durchläuferformen sind.

Leider ist die Fauna von Berresheim, trotzdem sie reich an Individuen ist, doch verhältnismäßig artenarm. Aus der Begleitfauna läßt sich schlecht ein Übergewicht nach dem jüngeren oder älteren stratigraphischen Niveau herauslesen. Ahrens hat sich bei der stratigraphischen Gliederung auf Blatt Mayen nun so geholfen, daß er die Grenze zwischen Siegener Stufe und Hunsrückschiefer in die Mayener Schichten hineingelegt hat. Er ist zweifelsohne dem Charakter der Fauna so am besten gerecht geworden. Für die Zukunft bleibt also übrig, diese Übergangsschichten noch weiter zu verfolgen, und vor allen Dingen noch Fauna darin zu suchen, auf Grund deren Altersbestimmung eine endgültige Zuweisung der Schichten zur älteren oder jüngeren Stufe möglich ist. Es ergibt sich weiterhin ganz allgemein für die Stratigraphie des Unterdevons, daß hier in der Umgebung von Mayen, ebenso wie im Hunsrück, es keineswegs angängig ist, den Cauber Horizont, der hier über dieser Grenzzone folgt, in die Siegener Stufe zu stellen.

Vergleich mit ähnlichen Faunen

Eine Fauna, die eine ganz ähnliche Zusammensetzung wie die von Berresheim aufweist, ist die durch Quiring (1931, S. 629) bekannt gemachte Fauna von der Hüllbuche bei Daaden. Die Fossilliste ist bedeutend formenreicher, sie weist annähernd 50 verschiedene Arten auf und kann aus Raummangel hier nicht abgedruckt werden. An älteren Arten treten bei der Hüllbuche-Fauna auf:

Rhenorensselaeria strigiceps Roem.
„ *propinqua* Fuchs
Spirifer hystericus Schloth.
Carydium carinatum Maurer.

Es handelt sich also fast um dieselben älteren Arten wie bei Berresheim. Die meisten Formen dieser Fauna sind wiederum Durchläuferarten. Aber, und diese Tatsache läßt sich bei der Fauna der Mayener Schichten nicht feststellen, es sind einige Arten darunter, die erstmalig im Hunsrückschiefer oder in den Unterkoblenzschichten auftreten oder doch in diesem Zeitabschnitt ihre Hauptentwicklung hatten. Es sind dies u. a.:

Athyris undata Defr.
Spirifer subcuspidatus Schnur
Actinodesma annae Frech
Homalonotus armatus Burm.

Wir haben es auch hier mit einer Übergangsfauna zu tun, die aber mehr Anklänge an die Unterkoblenzfaunen zeigt als diejenige von Berresheim. Quiring stellte die Schichten mit der Fauna von der Hüllbuche zum unteren Hunsrückschiefer, den er mit dem Sauertaler Horizont des Mittelrheingebietes parallelisierte. Gegen dieses Einfügen in diese Altersstufe ist nichts einzuwenden, vor allen Dingen, wenn man auch die Argumente Quiring's berücksichtigt, daß die Fundschichten über dem Gilsbacher Quarzit mit *Spirifer primaevus* und *Rhenorensselaeria crassicosta* auftreten und außerdem, daß wesentliche Unterschiede gegenüber der reinen Unterkoblenzfauna von Daaden, die Fuchs (1911) bekannt machte, bestehen.

Wie sehen nun die Faunen aus, die im Hunsrück an der Grenze Herdorfer Schichten gegen den Hunsrückschiefer gefunden werden?

Die stratigraphischen Verhältnisse im Hunsrück sind nämlich ganz ähnlich und daher zum Vergleiche geeignet. Der Cauber Horizont des Hunsrückschiefers liegt in der gleichen Ton- und Dachschieferfazies vor. Der obere Taunusquarzit (= Herdorfer Schichten) ist zwar teilweise petrographisch etwas anders zusammengesetzt, aber gemeinsam ist in den beiden Gebieten wiederum, daß der obere Taunusquarzit bzw. die Herdorfer Schichten unter allmählicher Auslassung der gröberen petrographischen Bestandteile in die Cauber Dachschiefer übergehen.

Im Hunsrückschiefer kennen wir z. Zt. nachstehende Faunenfolge:

Unterkoblenz Schichten
- e) Faunen der Dachschiefergruben
  Neben zahlreichen Crinoiden, Asterozoen, Arthropoden und Fischen: *Spirifer arduennensis, assimilis, mediorhenanus,* Chonetes u. a.
- d) Untere Hunsrückschieferfauna (rechtsrheinisch: Fauna des Sauertaler Horizontes nach Fuchs)
  Brachiopodenfauna in sandigen Einlagerungen der Tonschiefer: bankbildend *Spirifer arduennensis,* dazu Korallen, Choneten, *Spirifer assimilis* und *mediorhenanus.*

Siegener Schichten
- c) Oberste Taunusquarzitfauna (= Niveau Darustwald-Kohlenberg)
  Faunen mit *Spirifer hystericus, Rhenorensselaeria strigiceps,* taxodonte Lamellibranchiaten, Gastropoden, Beyrichien und Fischen. Es fehlen *Rhenorensselaeria crassicosta* und *Spirifer primaevus.*
- b) Herdorfer Fauna im oberen Taunusquarzit. Bankbildendes Auftreten von *Rhenorensselaeria strigiceps* und *crassicosta, Tropidoleptus carinatus; Spirifer primaevus* häufig.
- a) Fauna vom Seifen-Katzenloch-Niveau im oberen Teile des unteren Taunusquarzites.

Zu vergleichen mit der Fauna von Berresheim ist die oberste Taunusquarzitfauna, die ich als Darustwald-Kohlenbergniveau bezeichne. Es fehlen darin ebenfalls die Hauptleitformen der Siegenstufe, dagegen kommen *Spirifer hystericus* und *Rhenorensselaeria strigiceps* häufig vor. Streng genommen ist es also keine Siegener Fauna mehr, sondern auch eine Übergangsfauna. Trotzdem stelle ich die Fundschichten noch zum obersten Taunusquarzit, da die darauffolgenden sandigen Bänkchen im unteren Hunsrückschiefer bankbildend die Unterkoblenzleitform *Spirifer arduennensis* beherbergen.

Bemerkungen und Literaturangaben zur Fauna

A. Fuchs hat die Fauna von Berresheim im Winter 1932/33 durchbestimmt. Nähere Fossilbeschreibungen von ihm liegen nur über einen Teil der Brachiopoden vor, die ich im folgenden auch wörtlich wiedergebe, da sie einige persönliche Auffassungen über die Abgrenzung der erwähnten Arten enthalten. Abbildungen lagen nicht vor. Hinzu füge ich lediglich einige Daten bei den Lamellibranchiaten und zwar nur soweit es erforderlich und besonders durch Fossilumbenennungen der letzten Zeit notwendig geworden ist.

Stropheodonta (Leptostrophia) explanata Sow.

Taf. 14, Fig. 1

1842 *Leptaena explanata* Sow. in Sedgwick & Murchison, Palaeozoic deposits Germany and Belgium, S. 409, Taf. 38, Fig. 15.
1853 „ „ Schnur, Übergangsgebirge Eifel, S. 53, Taf. 18, Fig. 6.
1889 *Strophomena* „ Kayser, Hauptquarzit, S. 102, Taf. 21, Fig. 1—3, Taf. 22, Fig. 1.
1892 *Stropheodonta (Leptostrophia) explanata* Hall., Palaeozoic Brachiopoda, vol. VIII, S. 288.
1930 „ „ „ Wolf, Wald-Erbacher Roteisenstein, S. 52—54.

Bei Wolf vollständige Synonymenliste.

Die Ventralschale eines alten Individuums mit 10 cm langem Schloßrand besitzt die typischen, fingerförmig zerschlitzten Eindrücke der Divaricatoren und die bezeichnende Skulptur der *Stropheodonta explanata* Sow. Der Umriß dagegen ist durch den tangentialen Faltungs- und Schieferungsdruck aus der annähernden Halbkreisform gebracht und in die Breite ausgedehnt, der Druck wirkte also senkrecht gegen Stirn- und Schloßrand. Dem entsprechend ist auch die Divergenz der Zahnstützen erheblich vergrößert und bildet einen sehr stumpfen Winkel. Nicht weniger hat die konzentrische Streifung gelitten; sie ist durch den seitlichen Zusammenschub in eine grobe, unregelmäßige Runzelung übergeführt und erinnert außerordentlich an das Bild, das Kayser, 1889, Taf. 21, Fig. 2 von dem Abdruck einer Ventralklappe aus den Oberkoblenzschichten des Holderberges bei Urbar unweit Koblenz gegeben hat.

Berücksichtigt man die Verdrückung, so ist es wahrscheinlich, daß die länglich ausgedehnte *Strophomena subarachnoidea* Arch. & Vern. (Kayser, 1889, S. 101, Taf. 19, Fig. 1, 2) nichts anderes ist als eine Verdrückungsform von *Stropheodonta explanata*, die entstehen mußte, wenn der Tangentialdruck mehr oder minder senkrecht gegen die Seitenränder gerichtet war.

Anmerkung des Verfassers: M. Wolf (1930) faßt *Stropheodonta explanata* und *Str. subarachnoidea* auf Grund eingehender Studien ebenfalls zusammen, da die bisher angegebenen Unterscheidungsmerkmale nicht ausreichen, um zwei selbständige Arten bestehen zu lassen.

Stropheodonta (Leptostrophia) sp. cf. *explanata* Sow.

Außer der vorgenannten Ventralschale von *Stropheodonta explanata* Sow. fanden sich 6 mehr oder minder verdrückte Ventralschalen einer kleinen *Stropheodonta*-Art. Die Schloßrandlängen betragen 1,4 cm, 1,8 cm, 2 cm, 3,2 cm, 3,4 cm und etwa 4 cm. Die Kerbung der inneren Schloßränder hat meist stark durch die Verdrückung gelitten. Die Divaricatoren sind schwach entwickelt, eine fingerförmige Zerschlitzung fehlt. Die Skulptur besteht aus sehr zahlreichen, feinen Radialrippen, die sich nach vorn zu durch paarige Einschiebung feinerer Zwischenrippen erster und zweiter Ordnung vermehren und am Rande eine enge, etwas unregelmäßige Aufeinanderfolge bilden. Eine sehr feine, dichte, konzentrische Anwachsstreifung bedeckt die Zwischenrinnen; konzentrische Anwachsrunzeln treten nur vereinzelt auf und sind durch den Tangentialdruck meist stark verändert.

Tropidoleptus carinatus Conr.

Tropidoleptus carinatus rhenanus Frech

Taf. 14, Fig. 3, 4, 6, 7, 10

1846 *Leptaena laticosta* M. Rouault, Bretagne, S. 323—326, 328, Taf. 3, Fig. 7.
1853 „ „ Schnur, Brachiopoden der Eifel, S. 52, Taf. 19, Fig. 2a—c.
1856 *Strophomena laticosta* Sandberger, Schichtensystem Nassau, S. 362, Taf. 34, Fig. 8.
1865 *Leptaena?* „ Davidson, British fossil Brachiopoda, S. 87, Taf. 17, Fig. 1—3.
1867 *Tropidoleptus carinatus* Hall, fossil Brachiopoda, S. 407, Taf. 62, Fig. 3a—c, 3e bis k, 3t—x.
1893 „ „ Ulrich, Versteinerungen in Bolivien, S. 73, Taf. 4, Fig. 32 bis 34.
1894 „ „ Hall., palaeozoic Brachiopoda, S. 304, Taf. 82, Fig. 30—32.
1897 „ *rhenanus* Frech, Lethaea geognostica, S. 143, Taf. 23, Fig. 12.
1902 „ *carinatus* var. *rhenana* Drevermann, Oberstadtfeld, S. 99, Taf. 12, Fig. 11 u. 12.

Unter den vorliegenden Stücken von *Tropidoleptus* sind sicher zwei verschiedenartige Typen vertreten, eine carinate Art, wie sie Drevermann aus den Unterkoblenzschichten von Oberstadtfeld beschreibt und abbildet, dann eine zweite, die keine Spur einer verstärkten Medianrippe (ventral) oder Medianrinne (dorsal) zeigt, und damit eine Beobachtung bestätigt, die Frech an seinem gesamten Material gemacht haben will.

Auffällig ist die Tatsache, daß der Steinkern der flachen oder schwach ausgehöhlten Dorsalschale des vorliegenden carinaten Typus eine an rheinischen Arten bisher unbekannte kräftige, gossenartig gerundete Medianrinne besitzt, die sich von vorn nach hinten allmählich verbreitert und den Stirnrand als kräftige Furche erreicht. Nur die von Davidson, 1864, Taf. 17, Fig. 2, abgebildete Dorsalschale zeigt etwas Ähnliches. Dieses Gebilde entspricht demnach einem gerundeten inneren Mediankiel und trägt erst in seinem hinteren Teile das eigentliche dünne Medianseptum. Der Kiel ist bei den laticosten Formen noch nicht nachgewiesen. Es geht also doch nicht an, daß Drevermann alle rheinischen Formen auf *Tr. carinatus* Conr. bezieht und die Auffassung von Frech als unbegründet ablehnt. Dabei bleibe dahingestellt, ob Frech nicht etwa auch verschiedenartige Typen unter dem Namen *Tr. rhenanus* vereinigt hat; seine Fig. 9 der Taf. 23a schließt sich beispielsweise an den carinaten Typus an und die Abbildung von F. Roemer (Frech, Taf. 23, Fig. 12) braucht durchaus nicht fehlerhaft zu sein, wie Frech meint, sondern könnte recht gut zum laticosten Typus gehören.

HALL versteht unter der Bezeichnung *Tripidoleptus carinatus* CONR. eine Reihe von Formen, die schwerlich zu einer Art vereinigt bleiben können. Dies gilt beispielsweise für die Schalen mit randlich gegabelten Rippen (1867, Taf. 62, Fig. 31) oder für die Jugendform mit einfachen dachförmig zugeschärften Radialfalten (Fig. 2a—e u. 1894, Taf. 82, Fig. 26) im Gegensatz zu den Schalen mit einfachen gerundeten Radialrippen, unter denen HALL wiederum Formen mit und ohne mediane Differenzierung der Radialskulptur zusammenfaßt, also laticoste und carinate Typen.

Anmerkung des Verfassers: FUCHS hatte ursprünglich den Namen *Tropidoleptus laticosta* für die Varietät ohne hervorgehobene Mittelrippe angesetzt. Davon mußte jedoch Abstand genommen werden, da der von CONRAD im Jahre 1839 aufgestellten Art *Tropidoleptus carinatus* die Priorität zukommt. Für die Form mit den gleichmäßig ausgebildeten Radialrippen wurde daher der von FRECH aufgestellte Artname *Tr. carinatus* var. *rhenana* wieder aufgenommen.

Chonetes sarcinulatus SCHLOTHEIM

1820 *Terebratulites sarcinulatus* SCHLOTHEIM, Petrefaktenkunde, S. 243, 256—257, Taf. 29, Fig. 3 (non 2a).
1909 *Chonetes sarcinulata* SPRIESTERSBACH & FUCHS, Remscheider Schichten, S. 57—58, Taf. 9, Fig. 6—8.

Eine in der Richtung vom Stirnrand gegen den Schloßrand stark verdrückte Dorsalschale (Steinkern und Abdruck) besitzt die bezeichnende feinrippige, nach vorn zu mehrfach gegabelte Radialskulptur des *sarcinulatus*. Der zur genauen Artbestimmung erforderliche Umriß, nämlich Querausdehnung und Abstumpfung der Vorderecken, hat aber durch die Verdrückung stark gelitten, so daß die Bestimmung nicht vollkommen gesichert erscheint.

Spirifer (Hysterolites) hystericus VON SCHLOTHEIM

Taf. 14, Fig. 8, 10

1820 *Hysterolites hystericus* SCHLOTHEIM, Petrefaktenkunde, S. 248—250, Taf. 29, Fig. 1.
1842 *Spirifer micropterus* SOW. in SEDGWICK and MURCHISON, palaeozoic deposits, S. 408—409, Taf. 38, Fig. 6.
1900 „ *hystericus* SCUPIN, Spiriferen Deutschlands, S. 216—219, Taf. 24, Fig. 3—5.
1904 „ „ DREVERMANN, Seifen, S. 253—254, Taf. 30, Fig. 3—4, 6—7, ? Fig. 1 und 5, non Fig. 2.
1909 „ „ SPRIESTERSBACH & FUCHS, Remscheider Schichten, S. 66.
1913 „ „ KEGEL, Katzenelnbogen, S. 114—115, Taf. 6, Fig. 7—8.
1928/29 „ „ PÉNEAU, Massif amorican, S. 235—236, Taf. 17, Fig. 2a—e.

Zur Frage der zweckmäßigen Umgrenzung des *Spirifer hystericus* SCHLOTH. habe ich schon früher (FUCHS, 1909) Stellung genommen und mich zunächst für die Selbständigkeit des von SCUPIN mit *hystericus* vereinigten *Spirifer parvejugatus* MAUR. eingesetzt. Bemerkt sei nur noch, daß DREVERMANN's Deutung der „breiten Varietät" als „Exemplare von *Spirifer primaevus* (im Prohystericusstadium), die in der Längsrichtung verquetscht sind", sich auf die Ventralschale, Taf. 1, Fig. 6, bezog und nicht auf die Dorsalschale, Taf. 1, Fig. 7, wie ich irrtümlich angab. Für die Abtrennung des *Spirifer parvejugatus* von *hystericus* spricht sich auch KEGEL aus.

Als eine sehr charakteristische Form des *Spirifer hystericus* ist die von SOWERBY (1842) unter dem Namen *Spirifer micropterus* GOLDF. abgebildete Art anzusehen. Ihr gehört offenbar auch die Dorsalschale der Abbildung von SCHLOTHEIM

(1b) an. Die Zugehörigkeit der Schlotheim'schen Abbildung 1a (Ventralschale) zu *hystericus* wird von Drevermann zwar bezweifelt. Er vergleicht sie eher mit *Spirifer subcuspidatus* Schnur. Doch handelt es sich hier um ein verdrücktes Stück, dessen Schloßrand nicht erkennbar ist; man kann es also, wenn man von seiner ungewöhnlichen Größe absieht, auch zu *Sp. hystericus* rechnen. Dann erwähnt Drevermann unter der Formenreihe des *Sp. hystericus* noch Individuen, deren Rippenzahl bis zu 6 jederseits heruntergehen kann. Darin spiegelt sich eine Angleichung an den Habitus des *Sp. mercurii* Goss. und des *Sp. elevatus* His. wieder, andererseits zeigt der von Drevermann in Fig. 2 der Taf. 30 abgebildete Steinkern einer Ventralschale so nahe Beziehungen zu den in Fig. 11 und 12 abgebildeten Steinkernen zweier Ventralschalen, die ich früher (Fuchs, 1909, S. 68) als *Sp. mediorhenanus* var. *affinis* bezeichnete, so daß man auch in dieser Richtung verwandtschaftliche Beziehungen vermuten könnte. So erscheint im wesentlichen auch die stammesgeschichtliche Deutung durch Scupin gerechtfertigt. Er schließt den *Sp. hystericus* nach unten an *Sp. mercurii* Goss. und durch diesen an *Sp. sulcatus* His., nach oben an *Sp. subcuspidatus* Schnur und *Sp. carinatus* Schnur an. Faßt man also die Formenreihe des *Sp. hystericus* soweit wie bisher, dann kann es nicht Wunder nehmen, daß die Autoren häufig im Zweifel sind, unter welcher Verwandtschaft sie manche Individuen unterbringen sollen. Man kann in der bisherigen Umgrenzung geradezu 3 Typen des *Sp. hystericus* unterscheiden: den carinaten, vertreten durch Sowerby, Taf. 38, Fig. 6, den subcuspidaten, vertreten durch Schlotheim, Taf. 29, Fig. 1a, und den mediorhenanen, vertreten durch Drevermann, Taf. 30, Fig. 1. Anklänge an *Sp. mercurii* zeigen die Abbildungen Drevermann's, Taf. 30, Fig. 3—4 u. 6, durch ihre hohe (lange) Form, sie unterscheiden sich dagegen durch die größere Zahl der Seitenrippen. Drevermann's Abb. 2 auf Taf. 30 wird wohl besser mit *Sp. mediorhenanus* var. *affinis* Fuchs vereinigt.

In jüngster Zeit hat dann noch Péneau zur Umgrenzung des *Sp. hystericus* Stellung genommen. Die von ihm wiedergegebenen Abbildungen 2a—e schließen sich dem carinaten Typus an, nur ist die Berippung noch etwas feiner und vermittelt so eine Art Übergang zu *Sp. incertus* Fuchs. *Sp. rousseaui,* von Péneau als Varität des *Sp. hystericus* betrachtet, gehört dem etwas breitrippigeren carinaten Typus an, doch scheint die konzentrische Anwachsstreifung gewisse Anklänge an die konzentrische Skulptur des *Sp. explanatus* Fuchs zu besitzen.

Das Vorkommen von Berresheim umfaßt vorwiegend carinate Typen; sie treten in einer Bank zusammen mit *Tropidoleptus, Rhenorensselaeria strigiceps* und *Tentaculites schlotheimi* sehr häufig auf. Einige stark verdrückte Stücke schließen sich dem mediorhenanen Typus an.

Rensselaeria (Rhenorensselaeria) strigiceps F. Roemer

Taf. 14, Fig. 5, 9, 10.

1907 *Rensselaeria strigiceps* Fuchs, Rensselaerien des Rheingebietes, S. 47—50, Taf. 6, Fig. 13 u. 14, u. Taf. 7, Fig. 1—4.

1913 *Rhenorensselaeria strigiceps* Kegel, Katzenelnbogen, S. 126—134, S. 136—138, Taf. 6, Fig. 16 u. 17, Textfig. S. 127.

Mit der Frage der systematischen Stellung der unterdevonischen Rensselaerien hat sich in neuerer Zeit Kegel ausführlich beschäftigt und meine ältere Auffassung (Fuchs, 1907) in wichtigen Punkten ergänzt. Seinen Ausführungen möchte ich mich in allem Wesentlichen anschließen, besonders auch in der von ihm vertretenen Ansicht, daß „Jugendformen von *Rhenorensselaeria strigiceps* Roem. die gleichen Merk-

male wie ausgewachsene Arten von *Trigeria* zeigen, und diese als ein primitives Stadium von *Rhenorensselaeria* aufgefaßt werden kann". Kegel hebt hervor, daß bei jugendlichen Stücken der *Rhenorensselaeria strigiceps* das Medianseptum der Dorsalschale (Armklappe) in der Nähe des Wirbels sich stark verbreitert und dementsprechend im Steinkern eine breitklaffende Falte zurückläßt, daß ferner die jugendliche Ventralschale (Stielklappe) stets ein Längsseptum trägt. Darin erblickt er in Übereinstimmung mit meiner Auffassung die besten Unterscheidungsmöglichkeiten von *Trigeria*. Doch habe ich schon 1903 bei der Beschreibung von *Rensselaeria confluentina* (S. 51) bemerkt, daß deren Ventralschale, wenn auch selten, ein sehr schwach angedeutetes Medianseptum tragen kann. Eine kleine rundliche Form von *Rh. strigiceps* beschrieb ich damals als var. *propinqua*. Kegel betrachtet sie als jugendliche Individuen und erklärt die Entstehung der größeren, länglich-eiförmigen Individuen durch Längenwachstum im Alter. Hierfür würde allerdings die rundliche Form der ältesten, hinten gelegenen Anwachsringe großer Stücke sprechen.

Unter dem mir von Berresheim vorliegenden Material befinden sich nur 2 große Individuen von *Rh. strigiceps*, alle übrigen gehören mittleren und kleineren Formen an, die ich nun mit Kegel als verschiedene Jugendstadien des Tieres ansehen möchte.

Palaeonucula lodanensis Beushausen

1895 *Nucula lodanensis* Beush., Lamellibranchiaten, S. 48, Taf. 4, Fig. 6—7, non 14? (= *N. decipiens* Fuchs).

P. lodanensis kommt bei Berresheim häufiger vor. Bei der Bestimmung mußte berücksichtigt werden, daß die meisten der vorliegenden Exemplare stark verdrückt sind. Weniger deformierte Steinkerne zeigen den beinahe rechtwinklig geknickten Schloßrand mit den verhältnismäßig großen Zähnen. Die Skulptur besteht, wie auch Beushausen erwähnt, aus feinen, zonenweise geordneten Anwachssteifen. Die vorliegenden Steinkerne lassen den der Mitte sehr genäherten und stark vorragenden spitzen Wirbel gut erkennen und sind von der ähnlich aussehenden *P. krachtae* mit ihrer kurzen hohen Gestalt gut abzugrenzen.

Nach Beushausen kommt diese Art in den Oberkoblenzschichten vor. Hier bei Berresheim tritt sie in einem erheblich tieferen stratigraphischen Niveau auf.

Nuculites persulcatus Solle

1895 *Cucullella elliptica* Beush., Lamellibr., S. 104 z. T., Taf. 5, Fig. 12—15.
1912 „ „ Fuchs, Moluskoiden, S. 67.
1935 *Nuculites ellipticus ellipticus* Mauz, Vergleichende Untersuchungen, S. 57.
1936 „ *persulcatus* Solle, Revision Koblenzquarzit, S. 197, Abb. 5.

Fuchs bestimmte diese Form als *Cucullella elliptica* Maur. Es liegt nur ein Individuum vor, welches eine geringe Verdrückung aufweist und eine einwandfreie Diagnose erschwert.

Zunächst ist der Gattungsname *Cucullella* zu Gunsten des älteren Gattungsnamen *Nuculites* zu ändern (Kegel, 1913, S. 73; M. Wolf, 1930, S. 42).

In der äußeren Form erinnert das vorliegende Individuum an die von Beushausen Taf. 5, Fig. 12, abgebildete Form, wenn man die Verdrückung etwas ausgleicht. Das breite Septum vor dem Wirbel erreicht etwa die Schalenmitte. Eine Schwiele am hinteren Adduktor ist nicht stark ausgebildet, jedoch deutlich vorhanden. Die

hintere Zahnreihe weist etwa 20 gleichmäßige Zähne auf; die vordere Zahnreihe ist nicht sichtbar.

Die Tatsache, daß Fuchs bei seiner früheren Bestimmung den vorliegenden Steinkern zu *N. ellipticus* stellte und nicht zu seiner 1912 aufgestellten Form *N. beushauseni* (Beushausen, 1895, Taf. 5, Fig. 9—11), mag als Beweis gelten, daß seine Bestimmung sich mit der später von Solle aufgestellten Art *N. persulcatus* deckt.

N. persulcatus Solle hat eine Lebenszeit vom Taunusquarzit bis zu den Oberkoblenzschichten, wobei die Hauptverbreitung in der Unterkoblenzstufe zu liegen scheint.

Goniophora schwerdi Beushausen

Taf. 14, Fig. 2

1895 *Goniophora schwerdi* Beushausen, Lamellibr., S. 206—207, Taf. 17, Fig. 22—30.

Diese Art ist recht zahlreich an dem Berresheimer Fundpunkt vorhanden. Die Individuen sind fast alle gleich groß und entsprechen etwa den Formen, die Beushausen in den Abb. 22, 23 u. 28 dargestellt hat. Die charakteristischen Merkmale, die Beushausen und auch andere Forscher angegeben haben, lassen sich an dem vorliegenden Material einwandfrei ablesen; Abweichungen sind nicht hinzuzufügen.

G. schwerdi ist im rheinischen Unterdevon sehr weit verbreitet und durchläuft alle Horizonte von den Siegener Schichten bis zu den Oberkoblenzschichten.

Zusammenfassung

Es wurde eine von Ahrens aufgefundene und von Fuchs durchbestimmte Fauna aus den Mayener Schichten des Blattes Mayen (Eifel) aufgeführt und erläutert. Der Fundpunkt liegt 1 km nordöstlich von Berresheim. Die Fauna ist für die Stratigraphie von Interesse, da sie in der Grenzzone von der Siegener zu der Koblenz-Stufe auftritt.

Es handelt sich um eine Fauna, in der zunächst die Hauptleitformen der Siegener Stufen fehlen. Der Anschluß an die Siegener Fauna wird jedoch durch einige Arten aufrecht erhalten, die in der Siegener Stufe ihre Blütezeit hatten und dann noch vereinzelt oder untergeordnet in dem jüngeren Unterdevon weiterlebten. Leitformen der Unterkoblenzschichten fehlen; als jüngere Form tritt lediglich *Palaeonucula lodanensis* Beush. auf. Die meisten Arten sind Durchläuferformen. Die Fauna von Berresheim ist eine Übergangsfauna. Ahrens kartierte daher auf Blatt Mayen die Mayener Schichten als Übergangszone heraus und legte die Grenze zwischen Siegener und Koblenz-Stufe in die Mayener Schichten hinein.

Verglichen wurde die Übergangsfauna von Berresheim einmal mit den ähnlichen, von Quiring bekannt gemachten Fossilfunden von der Hüllbuche bei Daaden sowie mit der obersten Taunusquarzitfauna des Hunsrücks, die ich als Darustwald-Kohlenberg-Niveau bezeichne.

Angeschlossen wurden schließlich einige Bemerkungen über die Fossilien selbst, und zwar wurden vorwiegend die über ein Teil der Brachiopoden vorliegenden unveröffentlichten Fossilbeschreibungen von Fuchs wiedergegeben, da sie einige persönliche Auffassungen über die Artabgrenzungen enthalten.

Schriften

Ahrens, W.: Blatt Mayen der geol. Karte von Preußen mit Erläuterungen, Lfg. 329. — Berlin 1936.

Beushausen, L.: Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon mit Ausschluß der Aviculiden. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **17**, mit Atlas, Berlin 1895.

Davidson, Th.: A monograph of british devonian Brachiopoda. — Pal. Soc., **3**, Part IV, S. 1—131, London 1865.

Drevermann, F.: Die Fauna der Unterkoblenzschichten von Oberstadtfeld bei Daun in der Eifel. — Paläontographica, **49**, S. 73—119, Stuttgart 1902.

— : Die Fauna der Siegener Schichten von Seifen unweit Dierdorf (Westerwald). — Paläontographica, **50**, S. 229—287, Stuttgart 1904.

Frech, F.: Lethaea geognostica, I. Teil, Lethaea palaeozoica, **2**. Stuttgart 1897.

Fuchs, A.: Die unterdevonischen Rensselaerien des Rheingebietes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1903, **24**, S. 43—53, Berlin 1907.

— : Über eine Unterkoblenzfauna bei Daaden und ihre Beziehungen zu einigen rheinischen Unterdevonstufen. — Cbl. Min., Jg. 1911, S. 705—717, Stuttgart 1911.

Hall, J.: Descriptions and figures of the fossil Brachiopoda. — Geol. Surv. New York, Palaeontology, **4**, I, Albany 1867.

— : Palaeontology of New York **8**, 1 (Brachiopoda), Albany 1892.

— : „ „ „ „ **8**, 2 („), „ 1894.

Kayser, E.: Die Fauna des Hauptquarzits und der Zorger Schiefer des Unterharzes. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **1**, Berlin 1885.

Kegel, W.: Der Taunusquarzit von Katzenelnbogen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **76**, Berlin 1913.

Mauz, J.: Zur Fauna der Unterkoblenzstufe. — Senckenbergiana, **15**, S. 274—294, Frankfurt/Main 1933.

— : Vergleichende Untersuchungen über die Unterkoblenzstufe bei Oberstadtfeld und Koblenz. — Abh. senckenb. naturf. Ges., **429**, Frankfurt/Main 1935.

Péneau, J.: Études stratigraphiques et paléontologiques dans le Sud-Est du massif amoricain. — Bull. Soc. Sci. natur. l'ouest France, (4) **8**, Nantes 1929.

Quiring, H.: Stratigraphische Stellung der Unterdevonflora Kräusel's und Weyland's. — Cbl. Min., Jg. 1931, Abt. B, S. 625—636, Stuttgart 1931.

Sandberger G. & F.: Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. — Wiesbaden 1850—56.

v. Schlotheim, E. F.: Die Petrefaktenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte. — Gotha 1820.

Schnur, J.: Zusammenstellung und Beschreibung sämtlicher im Übergangsgebirge der Eifel vorkommenden Brachiopoden nebst Abbildungen derselben. — Palaeontographica, **3**, S. 169—254, Stuttgart 1853.

Scupin, H.: Die Spiriferen Deutschlands. — Paläontol. Abh., N. F. **4**, H. 3, Jena 1900.

Solle, G.: Revision der Fauna des Koblenzquarzits an Rhein und Mosel. — Senckenbergiana, **18**, S. 154—214, Frankfurt/Main 1936.

Sowerby, J. D. C.: Description of silurian fossils from the rhenish provinces. Appendix in Archiac, A. & Verneuil, E.: Memoir on the fossils of the older deposits in the rhenish provinces. — Paris 1842.

Spriestersbach, J. & Fuchs, A.: Die Fauna der Remscheider Schichten. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **58**, Berlin 1909.

Ulrich, A.: Paläozoische Versteinerungen aus Bolivien. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. **8**, Stuttgart 1893.

Verneuil, E. & Rouault, M.: Catalogue des fossiles du terrain paléozoique des environs de Rennes. — Bull. Soc. géol. France, (2) **4**, S. 320, Paris 1847.

Wolf, M.: Alter und Entstehung des Wald-Erbacher Roteisensteins. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **123**, Berlin 1930.

Erdgeschichtliche Voraussetzungen der Oberflächengestaltung im Harz und im Fichtelgebirge

Von Rudolf Herrmann, Berlin

3 Abbildungen

Inhalt

	Seite
Einleitung	68
Der Harz	69
Das Fichtelgebirge	73
Allgemeines	76
Schriften	78

Einleitung

Seit den Untersuchungen von W. Penck gelten Harz und Fichtelgebirge als Musterbeispiele für eine Lehre von der Gebirgsentwicklung, die für den treppenförmigen Bau sowohl einzelner Berggruppen wie auch ausgedehnter Gebirgsabdachungen eine Erklärung in der Annahme aufwärts und seitlich wachsender Aufwölbung findet. Am Beispiel des Brocken- und Bruchberggebietes im Harz stellte er den Begriff eines zentralen Berglandes auf, das von einer Piedmontfläche — der Rumpffläche des Ober- und Unterharzes — umgeben ist; im Fichtelgebirge und seinem nördlichen Vorland bis zur Leipziger Tieflandsbucht erkannte er eine treppenförmige Folge von Piedmontflächen, die in engräumiger Anordnung das zentrale Bergland des Fichtelgebirges und in weitgreifender Ausdehnung seine nördliche Vorlandsabdachung zusammensetzen.

Die an diesen Beispielen erwachsene Theorie der Piedmonttreppen hat in allen Teilen der Welt vielfältige Anwendung gefunden und ist dadurch zu einem wesentlichen Bestandteil der theoretischen Morphologie geworden. Ein grundsätzliches Ergebnis W. Penck's — daß die Piedmonttreppe bei stetig beschleunigter Aufwölbung entstehe — ist dabei allgemein abgelehnt worden, wenn auch Spreitzer (1932) versucht hat, die Möglichkeit der Treppenbildung bei ununterbrochener, aber gleichförmiger Aufwölbung nachzuweisen. Im Gegensatz dazu gilt andern Forschern die Piedmonttreppe als Ergebnis einer mit Unterbrechungen wachsenden Aufwölbung, wobei jede Stufe einem Stillstand entspricht. Neben dieser die Theorie betreffenden Meinungsverschiedenheit haben weitere Untersuchungen, die sich wieder mit dem Harz und dem Fichtelgebirge beschäftigten, auch vom Gegenstand selbst andere Auffassungen gewonnen, und man kann nicht von einem abschließenden For-

schungsergebnis sprechen. Die Uneinheitlichkeit der Ergebnisse ist als Ausdruck dafür anzusehen, daß der Forschung an diesem Gegenstand noch nicht jene entscheidenden Beobachtungen gelungen sind, die einen eindeutigen Weg zur Lösung der Aufgabe weisen.

In früheren Arbeiten habe ich mich bemüht, die Vorstellungen von der Entwicklung der Landoberfläche eng an unsere Kenntnis von der erdgeschichtlichen Entwicklung der Landschaft anzuschließen. Nur durch diesen Grundsatz sichern wir uns die volle Heranziehung des geologischen Befundes, die ja auch in der morphologischen Forschung und Lehre immer wieder als unerläßlich gefordert wird. Es ist zuzugeben, daß die geologische Forschung — auch in Deutschland — in der Verarbeitung der Beobachtungen zu einem abgeschlossenen Bild der erdgeschichtlichen Entwicklung noch nicht überall jenen Grad der Vollständigkeit erreicht hat, an dem die morphologische Forschung eine sichere Grundlage finden würde; Fortschritte und neue Erkenntnisse der Geologie können dann auch für die Morphologie weittragende Bedeutung haben. Auch im Fall von Harz und Fichtelgebirge ist der geologische Befund bisher noch nicht voll ausgewertet worden. Versucht man, diese Lücke zu schließen, so ergibt sich auch für die Deutung ihrer Oberflächenformen, die als Musterbeispiele der Piedmonttreppen-Theorie galten, eine neue Voraussetzung[1]).

Der Harz

Die Berggruppe des Brockengebietes mit dem Acker-Bruchberg, die die Rumpfhochfläche des Ober- und Unterharzes um mehrere hundert Meter überragt, ist im Beginn der morphologischen Erforschung dieses Gebirges als Härtlingsform betrachtet worden, so auch von Braun noch 1929. Die dieses Bergland fast allseitig umgebende Hochfläche wurde ursprünglich als eine einheitliche Rumpffläche alttertiären Alters betrachtet. Sie galt mit den sie überragenden Härtlingen als Endform einer älteren Abtragungsentwicklung, die durch spätere Emporhebung einer neuen Zerschneidung zugeführt worden ist, während über ihre Vorgeschichte selbst kaum etwas Bestimmtes auszusagen war. Die — wenig geteilten — Versuche, die Harzhochfläche als wieder aufgedeckte permische Gebirgsoberfläche zu deuten, ließen die Frage unberührt, welche Gestalt das Brockengebiet in der permischen Oberfläche gehabt habe.

Die Darstellung, die W. Penck vom Harz gab, ersetzte die Vorstellung der in einer Endrumpffläche aufragenden Härtlingsformen durch den Begriff des von einer Piedmontfläche umgebenen zentralen Berglandes. Für die ältere Auffassung nahm die Endrumpffläche den Platz eines ehemals weit ausgedehnten Berglandes ein, von dem das Brockengebiet wegen seiner widerstandsfähigeren Gesteine übriggeblieben war. Demgegenüber stellte W. Penck fest, daß „die Flachformen der Rumpffläche nicht durch Abflachung aus einstmals höheren, steileren Aufragungen hervorgegangen sind, sondern umgekehrt als Vorläufer noch flachere Formensysteme besaßen, die auf den Scheiden zwischen den Talmulden noch erhalten sind". Die Rumpffläche nimmt danach nicht die Stelle von inzwischen verschwundenen höherragenden Geländeteilen ein und ist nicht die Endform einer Abtragungsreihe.

---

[1]) Die vorliegende Mitteilung war zuerst zum Vortrag auf der Jahresversammlung der Geologischen Vereinigung bestimmt, deren Thema 1940 die Geomorphologie sein sollte. Der Vortrag konnte nicht stattfinden. Durch die Kriegsverhältnisse von meinem Wohnsitz entfernt, war mir die Niederschrift nur während einer kurzfristigen Rückkehr möglich. Eine ausführlichere Veröffentlichung muß späterer Zeit vorbehalten bleiben.

Und das zentrale Bergland „besaß niemals die Ausdehnung, die heute der Rumpffläche eigentümlich ist". Ich habe bereits 1929 darauf hingewiesen, daß dieses Ergebnis nur an den Anfang der Entwicklung des gegenwärtigen Talnetzes zurückführt, zu welchem Zeitpunkt ein zentrales Bergland mit noch unzertalter Fußrumpffläche bestand, und habe die Frage gestellt, wie es zur Ausbildung dieses Zustandes kam — mit anderen Worten, welcher Umstand für die Erhaltung des zentralen Berglandes, das nach W. Penck keine Härtlingserscheinung sein soll, entscheidend war.

W. Penck hatte bereits andeutungsweise von einer stufenförmigen Gliederung des zentralen Berglandes wie auch des Unterharzes gesprochen, ohne den Harz als Piedmonttreppe zu bezeichnen. Ich habe später (1929) begonnen, diese Stufengliederung weiter zu verfolgen, ebenso Becksmann (1930), und Frebold hat 1933 eine Kartierung der treppenförmig um den Brocken angeordneten Flachformenreste veröffentlicht; er unterschied sechs Stufen, deren höchste 100 bis 120 m unterhalb des Brockengipfels liegt und deren tiefste von der am Fuß des Berglandes gelegenen Rumpffläche gebildet wird.

Die Frage nach der Ursache der Stufenbildung wie überhaupt für die Erhaltung des zentralen Berglandes hat Frebold, gleich mir, noch offen gelassen. Nachdem das Brockenbergland als Flächentreppe erkannt war, lag es nahe, die Piedmonttreppentheorie in vollem Umfange anzuwenden und den Stufenbau als Folge einer fortschreitenden Aufwölbung anzusehen. Im Anschluß an Frebold's Ergebnis nahm v. Bubnoff eine mehrfache Hochwölbung des Brockengebietes gegenüber seiner Umgebung an. Ausführlicher beschäftigte sich Spreitzer (1937) mit der Annahme einer gesonderten Hebung des Brockengebietes. Er setzte die Aufwölbung und die Ausbildung der Flächentreppe in die Zeit von den etwa mittelsenonen Blankenburger Schichten bis zum Eozän und nahm an, daß das Wölbungsgebiet Bestandteil einer noch im Diluvium bewegten Großfalte ist, die er südwärts etwa entlang der Weser-Elbe-Wasserscheide über das Ohmgebirge und die weite Bucht des Düns zum Werragrauwackensattel zu verfolgen suchte.

Machatschek sieht die Verhältnisse einfacher. Er erkennt eine junge Aufwölbung des Brockengebietes an und denkt an verschieden gerichtete flache Verbiegungen einer einzigen Fläche, durch die die Stufung erklärt werden könne. Eine verwandte Auffassung vertrat bereits v. Werveke in einer wenig beachteten Mitteilung, in der er das Brockengebiet als ein kleines junges Bruchschollengebirge betrachtete. Auch für Braun (1939) ist das Brockengebiet nun eine Stelle gesonderter Heraushebung, die er jedoch als Fortsetzung einer Hebung des Kyffhäusergebietes auffassen möchte.

Es setzt sich somit der Gedanke einer jungen Aufwölbung des Brockengebietes durch, an der die übrige Hochfläche des Harzes nicht teilgenommen habe. Spreitzer hebt hervor, daß es sich nicht um eine aufgedeckte Schwelle der paläozoischen Landoberfläche handeln könne, die noch hoch über den Gipfeln des Berglandes zu suchen sei. Die Aufwölbung soll vielmehr mit der jüngeren Abtragung der Gebirgsoberfläche einhergehen. In der wechselnden Zuordnung der Aufwölbung zur weiteren Umgebung kommt jedoch zum Ausdruck, daß ein überzeugender Zusammenhang noch nicht gefunden ist. Es ist also wünschenswert, daß das Verhältnis zwischen dem Gebirgsbau und der vorausgesetzten Aufwölbung eingehend geprüft werde.

Wenn auch bisher nicht übersehen worden ist, daß das Bergland des Brockengebietes mit seinen Intrusivgesteinen einer alten Schwelle des varistischen Gebirges

angehört, so läßt sich darüber hinaus der Nachweis führen, daß ein Teil dieser Schwelle im späteren Mesozoikum nochmals aufgewölbt worden ist. Das Gebiet der Schwelle stößt bei Harzburg mit dem Vorsprung des Schimmerwaldes gegen das nördliche Vorland vor. Dieser Gebirgsvorsprung bezeichnet eine wichtige Scheide im Schichtenbau des Vorlandes. Unmittelbar westlich von ihm überdeckt die Kreideformation eine Schichtenfolge, die über die Trias hinaus auch noch den größten Teil der Juraformation bis in den Weißen Jura hinein umfaßt. Am Schimmerwald-Vorsprung überlagert jedoch die Kreideformation unmittelbar den Mittleren Keuper und weiter östlich ist wieder Unterer Jura erhalten. Die geologische Forschung hat dieses Lagerungsverhältnis schon lange als Ausdruck der Heraushebung eines Gebirgsstückes erkannt, das vom Harzrand quer durchschnitten wird. Die Heraushebung gehört der spätjurassischen (kimmerischen) Gebirgbildung an. Ins Harzvorland hinein erstreckt sich diese Heraushebung, die als Ilsenburg-Osterwiecker Keupersattel bezeichnet worden ist, bis zum Fallstein. Der scharfe Schimmerwald-Vorsprung bei Harzburg läßt darauf schließen, daß der Westrand des herausgehobenen Gebirgsstückes hier durch eine Verwerfung gebildet wurde.

Durchqueren wir den Harz im Streichen dieser Aufwölbung, so treffen wir im südwestlichen Vorland ein ausgedehntes Buntsandsteingebiet, das im weiten Halbkreis von den Muschelkalktafeln des Göttinger Waldes, des Eichsfeldes und des Ohmgebirges umrandet wird. Es herrscht hier ein schwaches Schichtfallen nach W, S und SO, das sich im Untergrund noch durch die randliche Einschaltung von Zechsteinsalzen erhöht, während gegen das Innere des Buntsandsteingebietes hin die Salze infolge Auslaugung fehlen und in der Mitte selbst — im Scheitel der paläozoischen Schwelle — überhaupt nicht abgelagert worden sind. Insgesamt erhalten wir das Bild eines flachen, an den Harz angelehnten Halbgewölbes, das im Kern eine alte Gebirgsschwelle enthält, ausweislich der Lagerung der Trias aber auch später noch einmal mit gleicher Streichrichtung erneuert worden ist. Es sei nach der bekanntesten Stadt dieses Gebietes als Aufwölbung von Duderstadt bezeichnet. In der auf Keuper übergreifenden Lagerung der Kreide im Ohmgebirge, in den Lagebeziehungen zum Brockengebiet und zum Ilsenburg-Osterwiecker Keupersattel erkennen wir die Zugehörigkeit dieser Aufwölbung zu den Formen der kimmerischen Gebirgsbildung. Sie ist nichts anderes als das Gegenstück zum Ilsenburg-Osterwiecker Keupersattel. Beide aber sind nur die abtauchenden Endstücke einer den Oberharz querenden Aufwölbung, die sich vom Eichsfeld bis zum Fallstein ausdehnt und damit eine Längserstreckung von 75 km aufweist. Nach den Lagerungsverhältnissen in der Duderstädter Aufwölbung und am nördlichen Harzrand sowie nach den Berechnungen, wie hoch sich die permische Oberfläche ohne Abtragung über das Brockengebiet erheben würde, ist dieser Aufwölbung eine Höhe von mehreren hundert Metern zuzuschreiben. Ihre Breite ist auf 12 bis 15 km zu bemessen (Abb. 1).

Verfolgen wir die Geschichte dieser Aufwölbung, so ergibt sich folgendes Bild: In Wiederbelebung einer Schwelle des varistischen Gebirges entstand die Aufwölbung in dem beschriebenen Umfang durch die kimmerische Gebirgsbildung. Der Harz in seinem gegenwärtigen Umriß war damals nicht vorhanden; er lag noch tief unter den Deckschichten von Zechstein, Trias und Jura. Auch die Untere Kreide wurde überall noch auf Mesozoikum abgesetzt. Der Harz im heutigen Umfang wurde erst durch die jungkreidezeitliche (subherzynische) Gebirgsbildung quer zur älteren Aufwölbung angelegt. Seiner Heraushebung folgte endlich auch das Erscheinen von Harzgeröllen in den Kreideablagerungen des Vorlandes. Da-

mals begann die Freilegung des Harzer Grundgebirges und die Ausbildung neuer Geländeformen in seinem Bereich. Für die Annahme einer erneut damit einhergehenden Aufwölbung des Brockengebietes fehlt ein Anlaß im geologischen Befund, und aus tektonischen Gründen ist sie sogar recht unwahrscheinlich. Mit der Ausbildung der Streichrichtung, wie sie im nördlichen und im südlichen Harzrand gegeben ist, war der Spannungszustand der Erdkruste, der noch in der kimmerischen Gebirgsbildung zur Wiederbelebung einer Schwelle des varistischen Gebirges geführt hatte, endgültig überwunden und durch eine andere Spannungsanordnung ersetzt. Es ist deshalb anzunehmen, daß das Brockenbergland seit der subherzynischen Gebirgsbildung keine selbständige Aufwölbung mehr erfahren hat,

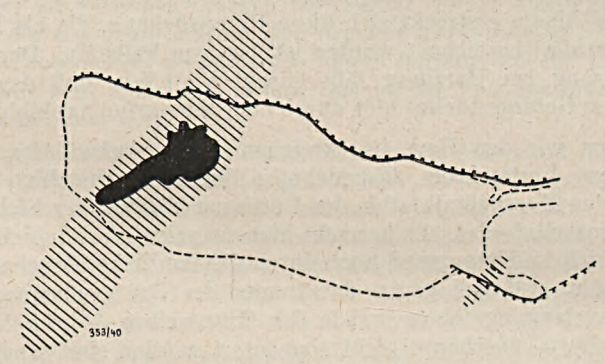


Abb. 1.

Aufwölbungen der kimmerischen Gebirgsbildung im Gebiet des Harzes. Aufwölbungen schraffiert, zentrales Bergland schwarz (südöstlich des Harzes die Beyernaumburger Aufwölbung).

sondern nur ein von der Abtragung noch nicht beseitigter Rest der kimmerischen Aufwölbung ist. Das Vorhandensein einer Berggruppe von mehreren hundert Metern Höhe innerhalb der Harzrumpffläche und ihre Lage ist damit auf eine in der tektonischen Vorgeschichte nachweisbare Aufwölbung zurückgeführt worden. Die Oberflächenformung im Bereich dieser Aufwölbung vollzog sich zum Teil in Anpassung an das Gestein, z. B. die (nunmehr endgültig als unterkarbonisch erkannten) Quarzite des Acker-Bruchberges sowie die Hornfelse des Granitkontakthofes, andernteils aber offenbar auch unter dem Einfluß von Stillständen in der aufsteigenden Bewegung des Harzblockes. Dabei haben die höheren Stufen der Flächentreppe des Brockengebietes ihre Fortsetzung über Ober- und Unterharz wahrscheinlich noch im tafelförmigen Deckgebirge gehabt, das erst mit der fortschreitenden Hebung und Abtragung des Harzes weggeräumt wurde. Im Alttertiär bereits war das Grundgebirge ungefähr im heutigen Umfang freigelegt.

Es ist damit dargetan, daß die Entstehung des gestuften zentralen Berglandes des Harzes mit einer älteren Aufwölbung in Zusammenhang steht, die von der Abtragung im Gebirgsbau fertig vorgefunden und ihr durch wiederholte Hebung einer größeren Gebirgsscholle mehr und mehr zugänglich gemacht wurde. Die Annahme einer jüngeren, selbständigen Aufwölbung des Brockengebietes wird

damit entbehrlich, zumal sich für sie im geologischen Befund kein Anhalt findet. Angesichts dieser Ergebnisse empfiehlt es sich, auch das Fichtelgebirge als Hauptbeispiel einer durch wachsende Aufwölbung entstandenen Piedmontkuppel einer gleichen Untersuchung zu unterziehen.

Das Fichtelgebirge

Im Fichtelgebirge hat die morphologische Forschung bisher keinen einheitlichen Weg verfolgt. Am Beginn stehen zwei etwa gleichzeitig und unabhängig voneinander durchgeführte Untersuchungen, die zu ganz verschiedenartigen Auffassungen gekommen sind. Dieser Gegensatz ist durch spätere Arbeiten nicht überbrückt worden, so daß geradezu zwei Linien der Forschung nebeneinander laufen. Sie knüpfen sich an die Namen von W. Penck und Wurm.

Unter dem Eindruck der das Fichtelgebirge teilweise umgebenden Rumpffläche, die er mit v. Freyberg als altpliozän erkannte, hatte Wurm (1925) die Frage aufgeworfen, ob die Erhebungen des Fichtelgebirges ebenso wie der Abbruch der Rumpffläche an der Fränkischen Linie und ihre weitspannige Verbiegung oberpliozänen tektonischen Bewegungen zuzuschreiben seien. Auf Grund späterer Untersuchungen der miozänen Ablagerungen im Fichtelgebirge und des Basaltvulkanismus bezeichnete er (1932) die prämiozäne Landschaft im Fichtelgebirge als ein Bergland mit erheblichen Höhenunterschieden. Nach der Ablagerung des Miozäns und dem Erlöschen der Basaltvulkane unterlag das alte Gebirge von neuem einer starken Abtragung und Einebnung, die die in der Umgebung des Fichtelgebirges erhaltene Hochfläche schuf. Die über sie hinausragenden Gebirgszüge des Fichtelgebirgs-Hauptkammes mit der Waldsteinkette und dem Kornberg sowie den Steinwald erklärt Wurm durch eine junge, oberpliozäne tektonische Heraushebung aus der altpliozänen Rumpffläche. Da aber Wurm (auch 1933) für den Kornberg annimmt, daß er bereits in der prämiozänen Landschaft mindestens ebenso hoch wie heute, wenn nicht höher, die Talsohle überragte, so bedarf es zu seiner Erklärung keiner neuen Hebung. Dasselbe gilt wohl für die übrigen Erhebungen des Fichtelgebirges. Man gewinnt im ganzen den Eindruck, daß die Großformen des Fichtelgebirges schon ganz allgemein in der prämiozänen Landschaft vorhanden waren. Die Frage, wie die Entstehung dieser alten Formen zu erklären sei, ist noch nicht gestellt worden. Zu bestimmteren Ergebnissen kam v. Gaertner, der zwischen Wunsiedel und Weißenstadt flache, mit der Waldsteinkette gleichlaufende Aufwölbungen der Rumpffläche und im Formenbefund des Ostabbruches des Fichtelgebirgs-Hauptkammes junge Störungen von beträchtlicher Sprunghöhe erkannte. So faßt er den Höhenunterschied zwischen dem Flächenrest vom Seehaus (950 m) auf dem Gebirgskamm und einer ihm östlich vorgelagerten, 200 m tiefer gelegenen Fußfläche als Sprunghöhe einer jungen Verwerfung auf.

Einen ganz anderen Ansatz gab W. Penck, der das Fichtelgebirge als zentrales Bergland einer ausgedehnten Aufwölbung beschrieb, die er auf der Nordabdachung bis zum Untertauchen unter jüngere Bedeckung in der Leipziger Tieflandbucht verfolgte. Er unterschied fünf Stufen einer Piedmonttreppe, deren beide höchsten flache Scheitel- und Hangstücke des zentralen Berglandes einnehmen, das von der dritten als Fußfläche umgeben wird, die sich weithin über Frankenwald und Vogtland ausdehnt. Mit der vierten und fünften Stufe verschwindet die Treppe unter dem Tertiär der Leipziger Tieflandbucht. Die Anlage der obersten Fläche setzt W. Penck in die Jurazeit.

Das Gebiet des Fichtelgebirges und der oberen Saale ist später von Pauli wieder in Angriff genommen worden. Er stellte eine neue, von der Penck'schen abweichende fünfstufige Flächengliederung auf. In der Altersbestimmung paßte er sich den Ergebnissen anderer Untersuchungen — namentlich denen v. Freyberg's und Wurm's — in benachbarten Gebieten an und setzte die Unterbrechungen der Hebung, denen die Ausbildung der Flächen zuzuschreiben ist, zu bekannten Zeiten der Gebirgsbildung in Beziehung. In anderer Weise brachte Lippold an der Penck'schen Flächengliederung Erweiterungen an. Machatschek lehnt die beiden ältesten Flächen Pauli's, die von denen W. Penck's nicht wesentlich abweichen, wegen ihrer geringen Ausdehnung als selbständige Flächen ab und fordert gegenüber der Unvereinbarkeit der Ergebnisse der verschiedenen Untersuchungen eine vorurteilsfreie Neuaufnahme des ganzen Gebietes.

Allen diesen Untersuchungen, die sich mit dem Fichtelgebirge und seiner Umgebung als einer Flächentreppe beschäftigen, ist im Gegensatz zur Arbeitsrichtung Wurm's gemeinsam, daß sie nicht mit jungen Schollenhebungen oder Aufwölbungen einzelner Gebirgsteile rechnen und nur eine großräumige Aufwölbung voraussetzen, die über den Umkreis des Fichtelgebirges weit hinausgegriffen habe.

Die angenommenen Hebungsvorgänge im Fichtelgebirge sind in allen Untersuchungen nur aus dem Formenbestand abgeleitet worden, sei es, daß es sich um die weitspannigen Wölbungen der Theorie der Flächentreppe handelte, sei es im anderen Falle die Annahme von Bruchstufen oder Verbiegungen. Mangels im Aufschluß nachweisbarer Lagerungsstörungen innerhalb des alten Gebirges, die auf Vorgänge der saxonischen Gebirgsbildung zurückgeführt werden könnten, wenden wir nunmehr das am Beispiel des Harzes erprobte Verfahren an und prüfen die Beziehungen des Fichtelgebirges zum Gebirgsbau seines mesozoischen Vorlandes.

Im Allgemeinen wird der Rand des alten Gebirges von Thüringen und Nordbayern gegen das mesozoische Vorland von der Fränkischen Linie gebildet, die weitgehend als steile Überschiebung erscheint. Bemerkenswerterweise ändert diese Störung aber ihren Charakter, wo sie sich dem Fichtelgebirge nähert. Schon aus den Untersuchungen v. Gümbel's ist bekannt, daß am Fichtelgebirgsrand von Goldkronach bis nördlich von Kulmain kein Bruch zwischen den Phylliten des Gebirgsrahmens und den Vorlandschichten besteht, sondern daß sich das Rotliegende im diskordanten Verband den Phylliten auflagert, wenn auch, soweit es in den Aufschlüssen natürlicher Einschnitte sichtbar ist, meist flexurartig steilgestellt. In regelmäßiger Schichtfolge wird dann gebirgsauswärts das Rotliegende von permo-triadischen Grenzschichten (terrestrischem Zechstein), Buntsandstein, Muschelkalk usw. überlagert, wie die von Erlangen aus durchgeführten Kartierungen des Fichtelgebirgs-Vorlandes von Goller und v. Prosch näher gezeigt haben (Abb. 2). Es besteht hier ein um den Bogen des Fichtelgebirgsrandes halbkreisförmig umlaufendes Streichen mit auswärts gerichtetem Schichtenfallen, das sich um 20° herum hält. Dieses vom Gebirge wegstrebende Schichtenfallen ist eine auf das Fichtelgebirgs-Vorland beschränkte Erscheinung. Besonders deutlich ist der Gegensatz zum Vorland des Frankenwaldes. Unterer Buntsandstein tritt dort nach der Kartierung von Steinlein an der Kulmbacher Störung zutage, von der aus das Schichtenfallen weithin gegen das alte Gebirge gerichtet ist, so daß von der Fränkischen Linie noch Mittlerer Keuper abgeschnitten wird. In der Gegend von Goldkronach bilden die vom Fichtelgebirge aus W-wärts und die von der Kulmbacher Störung NO-wärts fallenden Schichten eine deutliche Mulde, deren Kiellinie gegen NNW spitzwinklig auf die Fränkische Linie zustreicht und in die-

ser Richtung soweit eintaucht, daß in der Gegend von Ludwigschorgast und Kupferberg noch höherer Mittelkeuper, nämlich Blasensandstein, an der Fränkischen Linie im Muldenkern erhalten ist.

Wir erkennen also in der Schichtenlagerung des Fichtelgebirgs-Vorlandes, wie auch schon v. Prosch andeutet, das Randgebiet eines großen Gewölbes, das sich

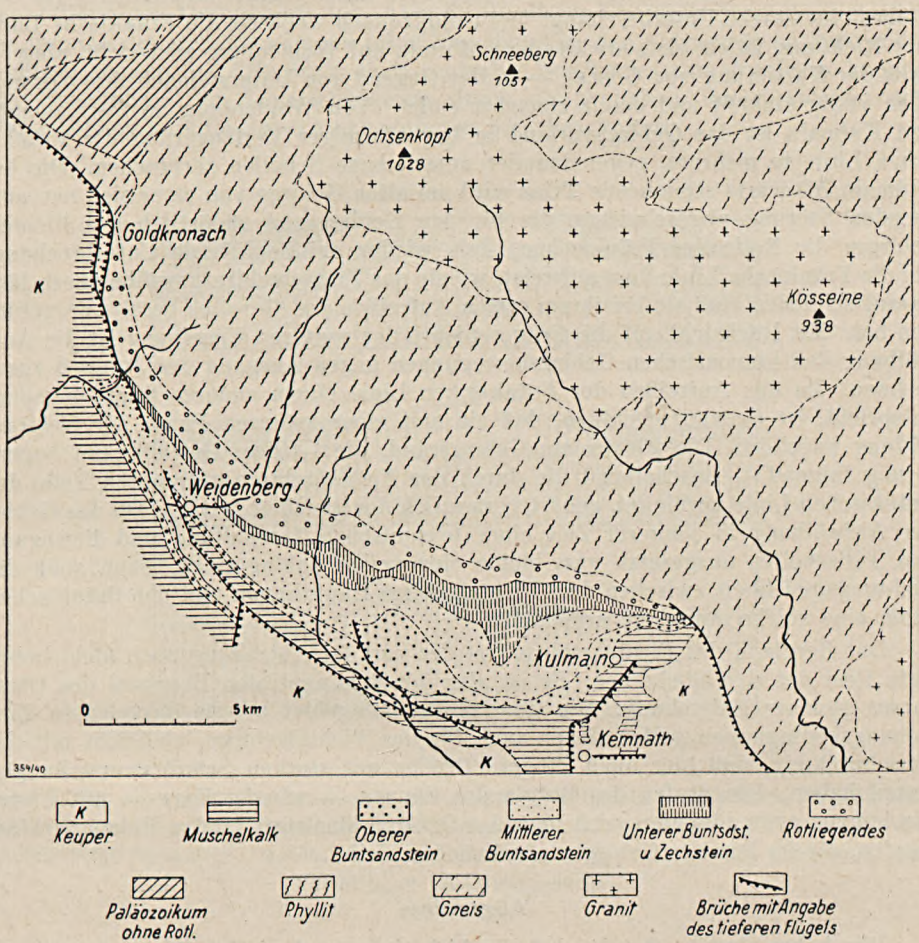


Abb. 2.

Geologische Karte des Fichtelgebirges und seines südwestlichen Vorlandes. Zusammengestellt nach Goller, v. Prosch und Wurm.

vom alten Gebirge aus in das Vorland hinein erstreckt und dessen Selbständigkeit insbesondere durch die ihm westlich vorgelagerte Mulde betont wird. Der Scheitel des SW-NO-gestreckten Gewölbes ist über dem Fichtelgebirge zu suchen. Sein NW-Rand wird augenscheinlich durch die Waldsteinkette, sein SO-Rand durch die

Kösseine bezeichnet; seine Breite beträgt danach etwa 22 Kilometer. Der Ostrand des Gewölbes — und damit auch seine Länge — ist einstweilen nicht zu bestimmen; vielleicht bestand hier ein tiefer, von O her eindringender Einbruch, der die Wunsiedler Bucht vorzeichnete. Die flexurartige Steilstellung der Grundschichten des Rotliegenden, die Goller vermerkt, läßt darauf schließen, daß dem Gewölbe eine beträchtliche Höhe zukam.

Der große Gebirgsabbruch der Fränkischen Linie erfährt im Bereiche des Gewölbes eine starke Unterbrechung. Bei Goldkronach wechselt die Fränkische Linie ihre Richtung, indem sie südwärts bogenförmig auf Weidenberg zustreicht, aber — nach der Kartierung von Goller — in der Gegend von Untersteinach ihre Sprunghöhe völlig einbüßt und damit zunächst endet. Von Weidenberg an bis Kemnath und Kulmain ist das Gebirgsvorland in bogenförmiger Verlängerung der Fränkischen Linie in mehrere, gegeneinander verschobene Schollen zerbrochen. Die bei Kulmain NO-wärts streichende Trias wird am alten Gebirge von einer sich neu auftuenden Störung abgeschnitten, die für den Gebirgsrand südöstlich des Fichtelgebirges die Rolle der Fränkischen Linie wieder aufnimmt. Die Unterbrechung, die die Fränkische Linie dort aufweist, wo sie das Fichtelgebirgsgewölbe quert, läßt darauf schließen, daß sie bei ihrem ersten Aufreißen das Gewölbe bereits vorgefunden hat. Mit Rücksicht auf die Erdgeschichte der weiteren Umgebung ist die Aufwölbung den kimmerischen Gebirgsbewegungen gegen Ausgang der Jurazeit zuzurechnen. Da das Aufreißen der Fränkischen Linie einem anderen Spannungsplan entspricht, ist es wahrscheinlich, daß sie erst einer späteren Phase der Gebirgsbildung angehört. Die Flexur am Gebirgsrand, die — dem Gewölberand bogenförmig folgend — anscheinend die durch das Fichtelgebirge getrennten Teile der Fränkischen Linie verbindet, gehört vermutlich der gleichen Zeit an. Ob das Gebiet der Aufwölbung in jüngerer Zeit einer tektonischen Zerspaltung und Bewegung von Teilschollen ausgesetzt war, bleibe einstweilen dahingestellt, wenn auch die Richtungsgleichheit zwischen dem Fichtelgebirgs-Hauptkamm und der Fränkischen Linie eine solche Annahme erleichtert.

Das Bergland des Fichtelgebirges ist der von der Abtragung noch nicht beseitigte Rest des Gewölbekernes. Es ist also mit dem zentralen Bergland des Oberharzes gleicher Entstehung. Die für das Brockengebiet bereits dargelegten Entstehungsbedingungen gelten daher auch für das Fichtelgebirge, vielleicht mit der Einschränkung, daß hier auch jüngere Brüche mit starken Schollenverstellungen Anteil haben. Die Stufen des Berglandes können — wie im Harz — mit Unterbrechungen einer jüngeren, weit über das Gebirge hinausgreifenden Hebung erklärt werden, die im Bau des Gebirges unerkennbar bleibt.

Allgemeines

Wir haben damit erkannt, daß die bisherigen geologischen Voraussetzungen, unter denen man die Formen der Flächentreppe im Oberharz und im Fichtelgebirge zu erklären versuchte, nicht zutreffend waren. Für beide Gebirge hat sich herausgestellt, daß die Ausbildung eines wasserscheidenden zentralen Berglandes mit stufenförmiger Gliederung nicht auf einem Aufwölbungsvorgang beruht, der — sich vom Scheitelgebiet erweiternd — mit der Geschichte der jungen Abtragung einhergeht, sondern daß sie auf eine ältere, bereits in der tektonischen Vorgeschichte angelegte Aufwölbung zurückzuführen ist, die durch fortschreitende allgemeine Emporhebung mehr und mehr der Abtragung ausgesetzt worden ist. Der im Vergleich zur Umgebung größere Umfang der in der Aufwölbung zu beseitigenden Massen er-

klärt es hinreichend, daß im Aufwölbungsraum ein Bergland bestehen bleibt, während sich in seiner Umgebung Rumpfflächen ausbreiten konnten. Für die vorliegenden Beispiele kommt hinzu, daß es zwischen dem Beginn der Formenbildung, der sich ausschließlich im Bereich der Deckschichten vollzog, und dem gegenwärtigen Zustand, in dem die Gebirgsoberfläche vollständig im Grundgebirge liegt, eine Übergangszeit gegeben haben muß, in der im Bereich der Aufwölbung das Grundgebirge schon angeschnitten war, während außerhalb ihrer die Landoberfläche noch im tafelförmigen Deckgebirge lag (Abb. 3). In dieser Zeit besonders ist vermutlich der Bereich des Gewölbes gegen seine Umgebung in der Abtragung im Rückstand geblieben, der in der Erhaltung eines zentralen Berglandes zum Ausdruck kommt. Das Verständnis der Stufengliederung durch die Annahme unterbrochener Allgemeinhebung bereitet dabei keine weiteren Schwierigkeiten.

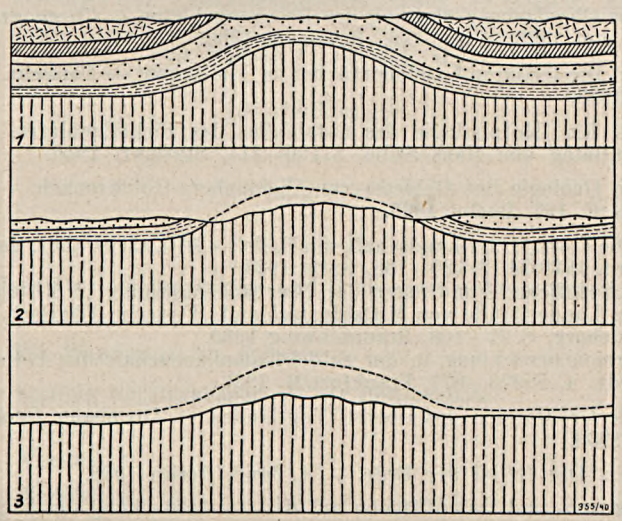


Abb. 3.

Entwicklung eines zentralen Berglandes auf einer im Gebirgsbau vorhandenen Aufwölbung. Oben: die Landoberfläche liegt überall im Deckgebirge; Mitte: in der Aufwölbung ist das Grundgebirge freigelegt; unten: die Landoberfläche liegt auch in der Umgebung der Aufwölbung im Grundgebirge.

Das übereinstimmende Schicksal von Harz und Fichtelgebirge ist angesichts der Zugehörigkeit zum gleichen tektonischen Raum nicht verwunderlich[2]). Es ist aber aus dieser Gleichheit nicht zu entnehmen, daß ähnliche Gebirgsformen in anderen Gegenden die gleiche Entwicklung durchgemacht haben müßten. Es bedarf also jedes Beispiel seiner eigenen Untersuchung. Andererseits verliert der Formen-

[2]) Außer den beiden beschriebenen Aufwölbungen bestehen noch zwei weitere, ihnen in Bau, Streichrichtung und Alter gleichende tektonische Formen westlich und südlich von Halle (vgl. auch Abb. 1). Sie konnten hier unberücksichtigt bleiben, sollen aber an anderer Stelle gewürdigt werden.

befund des zentralen Berglandes, wie er im Harz und im Fichtelgebirge gegeben ist, seine Bedeutung als Merkmal für eine bestimmte tektonische Entwicklung, wie sie bisher in der Morphologie angenommen wurde. Aus dem vorliegenden Ergebnis unserer Untersuchung entspringt erneut die Mahnung, dem geologischen Befund einer zu erklärenden Oberflächenform stets die ernsteste Aufmerksamkeit zuzuwenden.

Schriften

Becksmann, E.: Geologische Untersuchungen an jungpaläozoischen und tertiären Landoberflächen im Unterharzgebiet. — N. Jb. Min. usw. Beil.-Bd. **64**, Abt. B, S. 79—146, Stuttgart 1930.

Braun, G.: Deutschland. 2. Auflage, 2. Lief.: Mitteldeutschland und Schlesien. Berlin 1929.
— : Die Formenwelt des deutschen Bodens. — Deutscher Boden. **7**. Berlin 1939.

v. Bubnoff, S.: Geologie von Europa. II, 3. Berlin 1936.

Frebold, G.: Die Oberflächengestaltung des Brockengebietes. — Jb. geogr. Ges. Hannover f. 1932 und 1933, S. 89—119. Hannover 1933.

v. Freyberg, B.: Die tertiären Landoberflächen in Thüringen. — Fortschr. Geol. u. Pal. **6**, Berlin 1923.

v. Gaertner, H. R.: Morphologie des Ostabfalles des Fichtelgebirges. — Festschr. z. 60. Geburtstag von Hans Stille, S. 196—211, Stuttgart 1936.

Goller, K.: Die Geologie des Gebietes von Weidenberg-Goldkronach. — Abh. pr. geol. L.-A., N. F. **165**, Berlin 1935.

Herrmann, R.: Die Formen der Landschaft um Halle. — Mitt. sächs.-thür. Ver. f. Erdk. **44**. — 48. Jahrg. 1920/24, S. 120—135, Halle 1925.
— : Erdgeschichtliche Grundfragen der Oberflächenformung in Mitteldeutschland. — Beitr. z. Landeskunde von Mitteldeutschland. Festschr. 23. dtsch. Geographentag in Magdeburg, S. 71—108, Braunschweig 1929.
— : Die Formenentwicklung in der Schichtkammlandschaft des Leineberglandes. — Z. f. Erdk. **4**, S. 673—677, Frankfurt/M. 1936.

Lippold, H.: Die Großformen des Oberen Vogtlandes. — Dresdener Geogr. Studien. **11**, Berlin 1936.

Machatschek, F.: Das Relief der Erde. — 1. Band, Berlin 1938.

Pauli, G.: Terrassen- und Rumpfflächen auf der Nordabdachung des Fichtelgebirges. — Beitr. Geol. v. Thüringen **4**, S. 225—248, Jena 1937.
— : Die Piedmonttreppe (?) des Fichtelgebirges. — Z. f. Geomorph. **10** (1936/38), S. 196—214, Berlin 1938.

Penck, W.: Die morphologische Analyse. — Stuttart 1924.

v. Prosch, E.: Die Geologie des Gebietes von Kirchenpingarten—Kemnath. — Jb. pr. geol. L.-A. f. 1938, **59**, S. 132—175, Berlin 1939.

Spreitzer, H.: Zum Problem der Piedmonttreppe. — Mitt. Geogr. Ges. Wien. **75**, S. 327—364, Wien 1932.
— : Zur Frage der Harzhebung. — **88./89.** Jber. Naturhist. Ges. Hannover f. 1936/37 u. 1937/38, S. 102—131, Hannover 1937.

Steinlein, H.: Das Buntsandsteingebiet zwischen Kulmbach und Bayreuth. — Abh. pr. geol. L.-A., N. F. **180**, Berlin 1938.

van Wervecke, L.: Das Landschaftsbild der Umgebung von Braunlage. — Abdruck aus der Monatsschrift „Der Harz", 1925.

Wurm, A.: Geologie von Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald. — Berlin 1925.
— : Morphologisch-tektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge und Oberpfälzerwald. — N. Jb. Min. usw. Beil.-Bd. **69**, Abt. B, S. 257—291, Stuttgart 1932.
— : Zur Morphogenese von Südostdeutschland. — Geol. Rdsch. **23a**, S. 237—240, Stuttgart 1933.

Die Bedeutung rezenter, mariner und limnischer Geröllwanderung für das Auftreten von exotischen Geröllen mit Beispielen aus den tertiären Sedimenten des Wiener Beckens[1])

Von Alfons F. Tauber, Wien

10 Abbildungen

Inhalt

		Seite
A.	Einleitung	80
B.	Allgemeines über rezente, marine und limnische Geröllwanderung	81
	I) Die Wanderung in den Sandriffen	82
	II) Die Wanderung am Strande	83
C.	Rezenter mariner Gerölltransport an der Beltseeküste	84
	I) Versuch 1	84
	II) Versuch 2	85
	III) Versuch 3	88
D.	Zwei Beispiele aus dem Tertiär des Wiener Beckens	89
	I) Die marinen Bisambergschotter	89
	II) Die marinen Konglomerate zwischen Baden und Mödling	95
E.	Grenzen der Entscheidungsmöglichkeit über das Auftreten von ortsfremden Geröllen durch seeische Wanderung auf Grund der Umweltsbedingungen	98
F.	Merkmale seeisch transportierter Gerölle	101
G.	Zur Faziologie des Auftretens seeisch gewanderter Gerölle	103
H.	Zusammenfassung	106
I.	Schriften	107

[1]) Arbeiten des Meeresgeologischen Forschungsinstitutes Kiel-Kitzeberg der Reichsstelle für Bodenforschung Nr. 44.

Nr. 43 ist: Lamcke, K.: Natürliche Anreicherungen von Schwermineralien in Küstengebieten II. — Geol. d. Meere u. Binnengewässer 4, H. 1, 1940.

A. Einleitung

Obwohl der Küstenversatz eine alltägliche, am Strande von Meeren oder großen Binnenseen ständig beobachtbare und darum seit ältester Zeit bekannte Tatsache ist, sehen wir heute diese geologisch unstreitig sehr bedeutende Art der Materialverfrachtung von zahlreichen Binnenlandgeologen sehr unterschätzt, man könnte fast meinen, vergessen.

Überhaupt macht sich vielfach die Tendenz bemerkbar, die Meere und Seen bloß als Sammelbecken zu betrachten, die mehr oder minder passiv die zugeführten Sedimente aufnehmen, die, ohne mehr zu tun als durch ihre ruhenden Wassermassen die Energie der fluviatilen Wassermengen aufzuzehren und hierdurch die Sinkstoffe nach verschiedenen physikalischen Gesetzen zum Absatz zu bringen, keine eigene — von Meer oder See selbst ausgehende — transportierende Kraft auf die psephitische Gruppe der Sinkstoffe ausüben. Zweifellos trifft zwar weitgehende Passivität für die Tiefs der Meeres- und Seenbecken zu, aber alle Seegebiete, die unter dem Einfluß stärkerer seeischer Strömungen stehen, müssen bereits als Gebiete des Materialtransportes gelten, wenngleich auch hier meist noch sedimentiert wird. In jenen Seichtgebieten jedoch, in welchen die Turbulenz des Seeganges bereits die Materialwanderung grundlegend beeinflussen kann, findet eine Anhäufung von Sedimenten = „stationäres Sedimentwachstum" (Nielsen) unter stabilen Verhältnissen nicht mehr statt.[2]) Nur unter besonderen Umständen — kontinuierlicher und langsamer positiver Strandlinienverschiebung — werden auch diese Seegebiete der Materialwanderung mächtigere Schichtfolgen hinterlassen können. Solche Ablagerungen bergen dann immer charakteristische Entmischungserscheinungen (nach Korngröße, spezifischem Gewicht, Form), zeigen Kreuzschichtung und besitzen vielfach eine bezeichnende Regelung flacher und länglicher Elemente. Die ausgedehntesten Zonen der Materialwanderung liegen im Litoral der See- und Meeresbecken, innerhalb welcher nur noch die unter seichter Wasserbedeckung liegenden Aufragungen als lokal meist sehr begrenzte Wanderungsgebiete für Gerölle gelten können. Das sich um die ganzen Gewässer schlingende Litoral und die Seichtwasserzone machen hingegen einen Transport auf Strecken von mehreren 10 km zweifellos möglich, und auf diese Weise gelangen Gerölle fern von ihrem Anstehenden zur Einbettung, wo sie dann als „exotische Gerölle" gefunden werden.

Exotische Gerölle gibt es freilich nur in fossilen Sedimenten und dies aus einem sehr klaren Grund: Ortsfremde Gerölle, die sich verständlicherweise auch in rezenten Sedimenten finden, erscheinen uns in solchen nicht als fremd, „exotisch", da wir ihr Auftreten auf uns bekannte anstehende Gesteine, Ursachen und Wirkungen zurückführen können.

Die actuogeologischen Arbeiten, welche die Meeresgeologische Forschungsstelle Kiel-Kitzeberg, jetzt: Reichsstelle für Bodenforschung, meeresgeologisches Forschungsinstitut Kitzeberg über Kiel, im Sommer 1939 an der deutschen Beltsee- und Ostseeküste unter der Leitung von Herrn Prof. E. Wasmund ausführte und an welchen mitzuarbeiten ich das Glück hatte, haben gerade in meinem Arbeitsgebiet in hervorragender Weise die Bedeutung mariner Geröllwanderung gezeigt. Die Ergebnisse, soweit sie diese betreffen, seien im folgenden kurz zusammengestellt und dann deren Bedeutunug für die Geologie an Hand von Beispielen dargelegt.

[2]) Mit Ausnahme der unter dem Namen „Anlandung" bekannten Erscheinungen, die ihre Ursache aber nicht in normaler Sedimentation haben, sondern eben im meerischen oder limnischen Transport.

B. Allgemeines über rezente marine und limnische Geröllwanderung

Entsprechend der großen praktischen und theoretischen Bedeutung, die der marine Materialtransport für Geotechnik und Hydrogeologie besitzt, ist schon frühzeitig versucht worden, auf mannigfache Weise Aufschlüsse über diesen zu bekommen. Aber fast alle bisherigen Methoden — langfristige periodische Lotungen, Strommessungen, Zusatz von Kunststoffen, quantitative Messung des Schwermineralgehaltes — sind indirekter Natur und teilweise mit sehr großen Fehlerquellen behaftet. Direkte Beobachtung durch Taucher ist nur einmal in größerem Maßstabe und mit nicht sehr großem Erfolge an der Flachküste von New-Jersey durchgeführt worden (WASMUND 1937, S. 193). Direkte Messungen durch Sandfallen haben zwar beträchtliche Fehlerquellen, werden aber wohl noch auf lange Zeit die noch brauchbarste Methode für die quantitative Erfassung wandernder Sandmengen darstellen. Um die Richtung und Schnelligkeit des Massentransportes festzulegen, dient als neueste und zweifellos weitaus beste Methode die Färbung des Materials selbst; auf diese Weise wird ein Teil des Materials leicht kenntlich gemacht, ohne daß irgendwelche Veränderung seiner physikalischen oder chemischen Eigenschaften stattfindet, womit die Gewähr gegeben ist, daß sich der auf diese Weise gekennzeichnete Teil des Materials ebenso verhält wie die ungekennzeichnete aber gleichartige Masse. In gewissen Grenzen gestattet die Färbungsmethode sogar auch quantitative Auswertung auf statistischer Basis. Diese bedingt aber notwendigerweise wieder eine Reihe statistischer Fehlerquellen, besonders auch solche, die in der Probenentnahme liegen. Sie gestattet hingegen — in größerem Maßstab durchgeführt — den Einfluß von Stürmen zu erfassen, was mit der Sandfalle aus nautischen Gründen meist nicht oder nur beschränkt möglich ist.

Was die Geröllfärbung im besonderen betrifft, so hat sich die Färbung mit basischen Farbstoffen (Rhodaminrot und Methylenblau usw.) und nachfolgender Fällung (durch Tannin, Katanol usw.) ausgezeichnet bewährt. Monatelang (in vielen Fällen wahrscheinlich jahrelang) bleibt die Färbung erhalten und läßt damit ebenso lange systematisch den Wanderungsweg der Gerölle zahlenmäßig einwandfrei festlegen. Über eine Anzahl solcher Färbungsversuche hat WASMUND bereits ausführlich berichtet (WASMUND 1939 a). Noch nirgends wurden aber derartige große Wanderungswerte und Wanderungsschnelligkeiten festgestellt, wie ich sie am Darß beobachten konnte.[3]) Dies liegt z. T. daran, daß die Versuche bisher nur in den Holsteinischen Förden und in einer Bucht der Insel Rügen (von seiten der Meeresgeologischen Forschungsstelle) vorgenommen worden waren, in denen die meerischen Kräfte aus morphologischen Gründen stark herabgesetzt werden, besonders aber an der Zahl und den relativ geringen Versuchsmengen der bisher durchgeführten Versuche überhaupt.

Es ist nun von vorneherein klar, daß nicht nur die Meere, sondern auch die großen Binnenseen einen erheblichen Materialtransport bewerkstelligen (vergl. z. B. WASMUND 1931, S. 180f.). Denn es ist ja nicht der mehr oder weniger große Salzgehalt für diesen entscheidend, sondern einzig und allein die durch klimatische und geographisch-morphologische Faktoren bedingte Dynamik der wassererfüllten Becken. Diese sind aber für Meeres- und Seenbecken weitgehend gleich. Bis heute sind jedoch die Versuche, die Materialwanderung quantitativ und qualitativ

[3]) Mit Ausnahme älterer Versuche von WHEELER (1902) und SHALER (1895), die sich aber, da spezifisch viel leichteres Material, nämlich Ziegelgerölle, verwendet wurde, nicht unmittelbar vergleichen lassen.

zu erfassen, auf das Meer beschränkt geblieben und daher rührt der Name „Marine Materialwanderung". Der dazugehörige Begriff ist aber viel weiter, er umfaßt auch die Wanderung in Seen, soweit ihre Dynamik der meerischen gleichkommt. Die Wanderung in Seen wird man entsprechend als „Limnische Materialwanderung" zu bezeichnen haben. Als Sammelbegriff für beide bringe ich „Seeische Materialwanderung" in Vorschlag, da das Wort „seeische" nichts darüber aussagt, ob es sich dabei um „die See" oder „den See" handelt, gewissermaßen also beide verbindet; wir unterscheiden also demnach im Oberbegriff: „Seeische Materialwanderung" a) marine Wanderung, b) limnische Wanderung.

Wenn wir nun die seeische Geröllwanderung selbst betrachten, so unterscheiden wir zweckmäßig I. die Wanderung in den Sandriffen, II. die Wanderung am Strande.

I. Die Wanderung in den Sandriffen

Die Sandriffe (deren Entstehung im übrigen noch in manchem unklar ist) sind submarine, sehr flache Sand- und Geröllwälle von wenigen Metern Höhe, die in regelmäßigen Abständen von einander die Küste begleiten (Anlandungsküste) oder mit dieser einen sehr spitzen Winkel einschließen (Abtragungsküste)[4]). Wo sie auftreten, sind sie „ein untrüglicher Beweis für das Vorhandensein von Sandwanderungen längs einem Strand" (Schütze 1939, S. 318). Ich habe diese Feststellung in meinem Arbeitsgebiete bestätigt gefunden und kann noch hinzufügen, daß sie am Darß, wo ein Geschiebemergelkliff im S das Material liefert, ein ebenso untrüglicher Beweis vorhandener Geröllwanderung sind. Ich selbst habe im Sommer 1939 sechs Unterwasserbohrungen auf den Riffen vor Fischland (Landstreifen zwischen Wustrow und Ahrenshoop — vergl. Abb. 1) und Darß durchgeführt, Herr Dr. D. Wirtz (Kiel) hat bei Kolberg und Herr Dr. C. W. Geib (Jena) bei Leba ebensolche Bohrungen ausgeführt, und wir konnten übereinstimmend eine bisher einmalige Feststellung von E. Wasmund (vergl. unten) bestätigen und verallgemeinern: 1. Die Riffe stehen auf einer Basalschichte von Sand und Geröll. 2. Die Riffe besitzen einen Geröllkern und einen Deckmantel von Sand. Darüber hinaus konnte ich beim Leuchtturm Darßerort bei Windstärke 7—8 (ca. 14 m/sec.) am Seehang der Riffe mit der Sandfalle wandernde Gerölle von über 3 cm Durchmesser auffangen. Ein unzweideutiger Beweis, daß auch der Kern der Riffe bei starkem Seegang einer Durcharbeitung unterliegt, wobei die Gerölle des Riffkerns wandern. Das bestätigt die Vermutung von Prof. Wasmund, daß die Entmischungsvorgänge bei der litoralen Materialwanderung nach Schwere und Formwiderstand nicht nur horizontal, sondern auch vertikal vor sich gehen. Wasmund fand (mündl. Mitt.) im Sommer 1937 bei einer Riffbohrung unter Wasser vor Ahrenshoop (Darß) erstmalig einen Geröllkern im Sandriff und nahm an, daß diese Gerölle nur bei schwerem Sturm wandern, wobei die Brandung den leichten Sand wegschlägt. Damit erklärt er auch die am Norddarß gelegentlich auftretenden Kiesanlandungen, die keine direkte Verbindung zu dem am Strand auftretenden diluvialen Geröll haben.

---

[4]) Vgl. z. B. Fig. 1 in Schütze 1939.

II. Die Wanderung am Strande

Ist auf diese Weise die Geröllwanderung in den Riffen an Sturm (starken Seegang) gebunden, so ist dieser für den Gerölltransport in der Berührungszone Wasser/Land (telmatische Zone) keine notwendige Voraussetzung. Der Geröll-Küstenversatz findet auch schon bei sehr geringem Seegang statt. Die Mechanik der Wanderung am Strande ist zur Genüge bekannt. Ich möchte nur erwähnen,

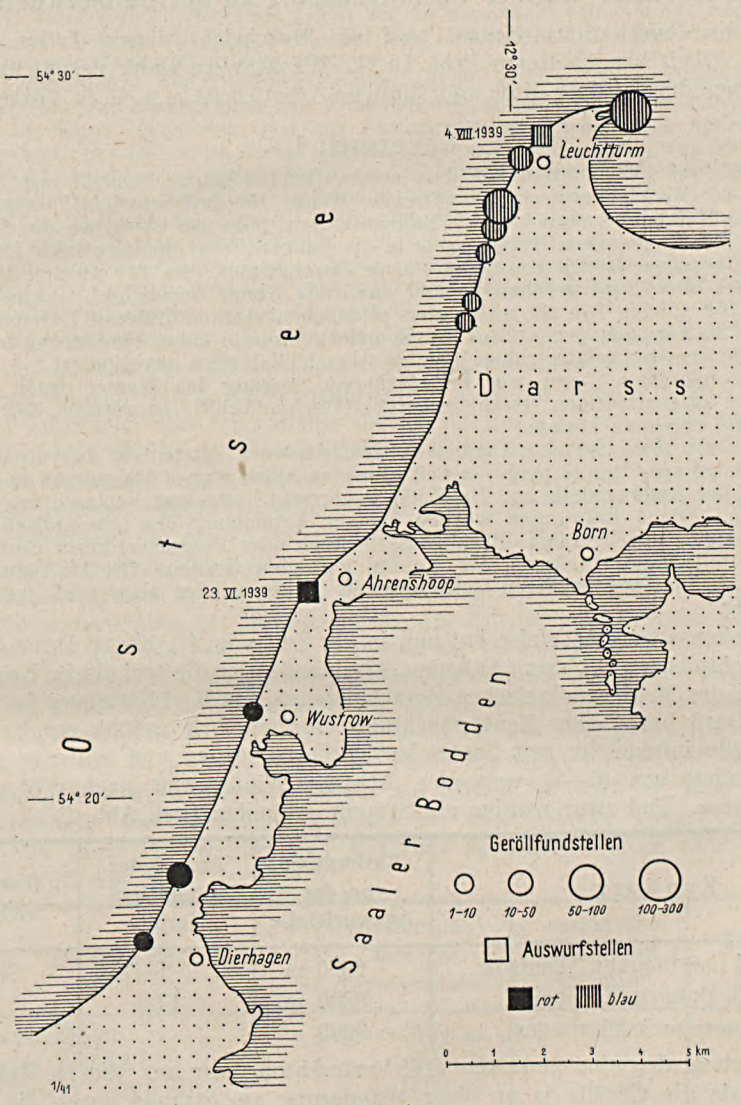


Abb. 1.

Seeische Wanderung an der Westküste des Fischlandes und des Darß (Ostsee). Das Datum neben den Quadraten bezeichnet den Tag des Auswurfs der gefärbten Gerölle. Die Anzahl der vom 10. bis 12. XII. 1939 gefundenen Gerölle ist in Vollkreisen angegeben.

daß viel mehr als die Stärke des Seeganges der Winkel, unter dem die Welle aufläuft, den Transport beeinflußt. Mit größer werdendem Winkel: Wellenzug/Küste (d. i. mit fallendem Winkel: Windrichtung/Küste) steigt die Transportkraft der Wellen. Freilich ist die Wanderung in der telmatischen Zone von sehr vielen Umständen abhängig: Starker Tanganfall, Blockpackungen, Einkolkung, Versandung usw. können sie erheblich behindern und einzelne Gerölle lange Zeit festhalten.

C. Rezenter mariner Gerölltransport an der Beltseeküste

Für die Publikationserlaubnis und die Durchsicht dieses Teiles der vorliegenden Arbeit bin ich Herrn Prof. Dr. E. Wasmund zu Dank verpflichtet. (Ein ausführlicher Bericht über diese und ähnliche Arbeiten ist a. a. O. in Vorbereitung.)

I. Versuch 1

Am 23. Juni 1939 wurden auf dem ersten (landnächsten) Sandriff vor Fischland, 500 m SW der Mecklenburgisch-Pommerschen Grenze, 180 dm^3 rote Gerölle ausgeworfen. Dieses erste Riff liegt knapp vor den Buhnenfeldern, teilweise ist es, wo die Faschinenpackungen den Querwerken fehlen, sogar in die Buhnenfelder hineingerückt. Die gefärbten Gerölle besaßen Größen von 20 cm—3 cm Durchmesser. Um 14^h wurden die Gerölle vom Beiboot über Bord geschaufelt und dann bis Abend beobachtet. Abgesehen von einer von 16^h 15′ bis 16^h 28′ währenden plötzlichen starken Dünung („Seebär")[5]), die die Gerölle 8—9 m weit gegen Land transportierte, konnte keine Wanderung beobachtet werden. Die See war relativ ruhig, und bis Abend blieb alles unverändert.

In den folgenden Tagen war bei stärkerem Seegang das Wasser durch Pflanzenhäcksel und aufgearbeiteten Geschiebemergel (Fischlandkliff!) so getrübt, daß man am Boden nichts erkennen konnte.

Am 6. Juli, also vierzehn Tage nach dem Auswurf, setzte ich, da von den roten Geröllen weder am Strande noch am Riff etwas zu sehen war, 4 Bohrungen in unmittelbarer Nähe der Auswurfstelle an. Da WSW geherrscht hatte, war Verfrachtung nach NO anzunehmen. Alle 4 Bohrungen wurden bis zur Erreichung des „Steinpflasters" oder Geschiebemergels durchgeführt. Kein einziges Stück oder Fragment dieser Gerölle, auch nicht unmittelbar am Auswurfsplatz, konnte gefunden werden. Bis 14. August wurde Küste und Riff in regelmäßigen Zeitabständen immer wieder abgesucht, jedoch ohne jeden Erfolg.

In dankenswertester Weise hat nun in der Zeit vom 10. bis 12. Dezember 1939 Herr Schachtmeister B. Seitz (Althagen, Fischland), der die technische Leitung der Bohrungen des Meeresgeologischen Forschungsinstituts Kiel-Kitzeberg im Sommer 1939 am Darß hatte, eine Neubeobachtung durchgeführt, welche ergab, daß die roten Gerölle infolge der seit September vorherrschenden und teilweise mit sehr hohen Windstärken (6—7) wehenden NO-ONO-Winde weit nach SW getragen worden waren. Und zwar wurden am Strande gefunden (vgl. Abb. 1):

Fundort	Entfernung von der Auswurfstelle	Anzahl der gefundenen Gerölle	Transportrichtung
300 m N Landungsbr. Wustrow .	2800 m	1	SSW
N d. südl. Buhnengr. Ribnitz . .	8200 m	17	„
N Schoonerwrack Dierhagen . .	> 9000 m	1	„

Wir sehen also eine gewaltige SW-Verfrachtung vor uns, die im Riff erfolgt sein muß, da die Gerölle ja an einer Wanderung am Strande durch die Buhnen verhindert waren.

[5]) Eine wohl noch nicht gänzlich erklärte Erscheinung, die ihre Ursache in plötzlichen Luftdrucksausgleichen über dem Meere haben dürfte.

II. Versuch 2

Ein zweiter Versuch, die Wanderung und deren Richtung in den Riffen festzuhalten, wurde am 4. August 1939 700 m ONO Leuchtturm Darßerort mit einer doppelt so großen Menge (ca. 350 dm^3) blau gefärbter Gerölle angesetzt. Der Grund für die Ortswahl lag darin, daß rote Gerölle, die am 13. Juni vor dem Leuchtturm zur Beobachtung der Wanderung am Strande ausgeworfen worden waren, in Entfernungen von über 750 m ONO der Auswurfstelle nie aufgefunden werden konnten, während sich die Wanderung nach SSW zwar auf weniger Gerölle, aber auf viel größere Strecken ausdehnte. Herr Prof. Wasmund dachte daran, daß dies durch Aufnahme der Gerölle durch ein Riff und infolgedessen Entführung des gefärbten Materials gegen See zu verursacht sein könnte, und regte an, dies durch Nachsuchen mit dem Boote auf den dortigen Riffen näher zu prüfen. Die Nachforschungen blieben allerdings erfolglos.

Die Luftbildpläne von Darßerort zeigen jedoch in der Riffgestaltung gerade in diesem Bereiche eine Besonderheit auf: Zwischen dem ersten, hier weiter in See liegenden Riff und der Küste legen sich quer zur Streichrichtung der letzteren kleine Riffe in Abständen von etwa 60—80 m, deren Kämme außerordentlich seicht (etwa 30 cm) unter Mittelwasser liegen, und es schien durchaus denkbar, daß hier eine derartige Abwanderung von Material von der Küste stattfinden könnte. Aus diesem Grunde wurden 8 m von der Küste entfernt die blauen Gerölle auf dem Riffkamm zum Auswurf gebracht. In der Folgezeit sah man blaue Gerölle nach beiden Richtungen in der Nähe der Auswurfstelle hin- und herwandern und sich auf eine Strecke von etwa 50 m verteilen. Der Großteil der Gerölle blieb lange Zeit nahezu unverändert, war jedoch am 14. August nicht mehr zu finden und offenbar im Sande versackt.

Die Neubeobachtungen, die nunmehr Herr B. Seitz durchgeführt hat, haben ergeben, daß bis zum 10.—12. Dezember 1939 zahlreiche blaue Gerölle bei Darßerort-Spitze angekommen waren, andererseits solche auch am Strande beim Leuchtturm und dann zahlreiche noch viel weiter südlich bis km 7,0 der Gemarkung Ahrenshoop. Dann war bis km 5,7 der Gemarkung nichts zu finden. Südlich davon entdeckte man vereinzelt wieder blaue Gerölle, die jedoch aller Wahrscheinlichkeit nach einem anderen, ebenfalls mit blauem Gerölle ausgeführten Strandwanderungsversuch angehören, der am 15. Juli vor den „Rehbergen“ (km 4,5 der Gemarkung Ahrenshoop) angesetzt worden war.

Verfrachtung nach beiden Seiten war also eingetreten. Es läßt sich nun schwer einwandfrei entscheiden, ob die Wanderung im Riff oder am Strande erfolgte, da Beobachtungen aus der Zeit vom 14. August bis 10. Dezember fehlen. Es spricht jedoch der Umstand, daß zwischen der Auswurfstelle und dem relativ geschlossenen Fundort bei Darßerort-Spitze nirgends ein blaues Geröll angetroffen wurde, dafür, daß die Wanderung im Riff vor sich gegangen ist, das häufige Auftreten von Geröllen, südlich der Fundstelle, daß diese Funde im wesentlichen auf Strandtransport zurückgehen, denn die Wanderung am Strand ist ungleich mehr von „Zufällen“ abhängig, viel unregelmäßiger als der unterseeische Transport und läßt daher immer Reste des wandernden Materials zurück. Es seien nun die Funde angeführt (vgl. Abb. 1):

Fundort	Entfernung von der Auswurfstelle	Anzahl der gefundenen Gerölle	Transportrichtung
Darßerort-Spitze	etwa 2000 m	208	ONO
Darßerort km 12,1	700 m	10	SW
„Teerbrenner“ km 11,0	1800 m	67	„
„Teerbrenner“ Südseite . . .	etwa 2000 m	37	„
km 9,5	2600 m	1	„
Mühlenbeck km 7,02	5080 m	8	„
km 6,08	6020 m	8	„

So sehen wir, daß es der marinen Geröllwanderung möglich war, in einem Falle innerhalb eines Zeitraumes von weniger als 6 Monaten Gerölle etwa 10 km vom Auswurfsplatz zu entfernen, in einem zweiten Falle die Gerölle in etwa 4 Monaten nach beiden Richtungen auf eine Strecke von über 8 km zu verteilen. Aus diesen Zahlen geht die Bedeutung seeischen Gerölltransportes klar hervor. Es ist selbstverständlich, daß diese bisher erreichten Wanderungswerte nicht die größterreichbaren sind und nicht sein können, da ja jeder Fundpunkt eines Farbgerölls am Strande wieder Ausgangspunkt neuer Wanderung werden kann. Von den einigen 100 Geröllen des Versuchs 1 sind erst 19 wiedergefunden worden und von den über 1000 des Versuchs 2 erst 339. Alle anderen befinden sich noch auf Wanderschaft. Es ist anzunehmen, daß sie sich bereits viel weiter von ihren Ausgangspunkten entfernt haben als die bisherigen Funde vom Dezember es zeigen. Mit umso größerem Interesse erwarten wir die Ergebnisse von Neubeobachtungen; die Winterstürme werden zweifellos noch einen erheblichen Transport bewirken.

Ist so durch Materialfärbung die Geröllwanderung auf weite Strecken wissenschaftlich einwandfrei bewiesen, so mußte sie doch schon auch früher als sehr wahrscheinlich gelten, denn die Art des vom Meere an den Kliffs aufbereiteten Materials und der Aufbau der Anlandungsküsten zwangen zu der Annahme küstenparallelen Gerölltransports; z. B.:

Das Fischland, im wesentlichen eine Staumoränenlandschaft, bricht heute an einem über 4 km langen und teilweise bis 17 m hohen Kliff mit durchschnittlich 0,5 m Küstenrückgang im Jahr in die Ostsee ab. Durch die Aufbereitung des Geschiebemergels entstehen dabei vor dem Fischlandkliff Ton-Suspension, Sand, Geröll und die erratischen Blöcke. Nur letztere bleiben an Ort und Stelle liegen; alles andere Material wird abtransportiert (Abtragungsküste!), und erst am Ende des Kliffs lagern sich oft gewaltige Schottermassen ab, die nur bei Sturm und hohem Wasserstand abtransportiert werden. (Abb. 3.) Auch die W-Küste des Darß unterliegt dem Abbruch. Sie besteht aber nur aus alluvialen (zum größten Teil *Mya*-zeitlichen) Sanden, in welchem Gerölle außerordentlich selten sind. Dennoch sieht man am Strande des W-Darß zahlreiche Gerölle; bei Darßerort, wo das Anlandungsgebiet beginnt, nehmen sie stark überhand und bilden oft große, fast nur aus Geröll bestehende Strandwälle. (Vergl. Abb. 4, 5.) Als Herkunftsgebiet kommt vor allem das Fischlandkliff in Frage. Ein zweiter Geschiebemergelkern, der bei Darßerort ehemals in Form einer kleinen Insel aufragte (Deecke 1906), ist heute in die wachsende Alluvion von Darßerort eingesandet und vermag daher kein Material mehr zu liefern. Auch der submarinen Abrasion entstammen keine der bei Darßerort anlandenden Gerölle. Die Meeresbodenkartierung hat gezeigt, daß sich die durch unterseeische Aufarbeitung des Geschiebemergels entstandenen Geröllmassen mehr oder minder ringförmig um die Geschiebemergelkerne legen. Zwischen der Küste und den Kernen (Kadetbank, Prerowbank) liegt eine Zone oder mehrere Streifen Feinsandes, so daß wir nicht annehmen dürfen, daß Geröll auch von See her ankommt. Die Farbgeröllversuche haben diese Vermutung bestätigt. Somit müssen wir zumindest für den weitaus größten Teil der bei Darßerort anlandenden Gerölle Transportweiten von 15—19 km annehmen.

Wie weit kann sich nun der Transport ausdehnen? Wie weit ist er vom Wetter abhängig? Die Abhängigkeit der Wanderung von meteorologisch-klimatischen Faktoren, insbesondere von Windrichtung und Windstärke liegt auf

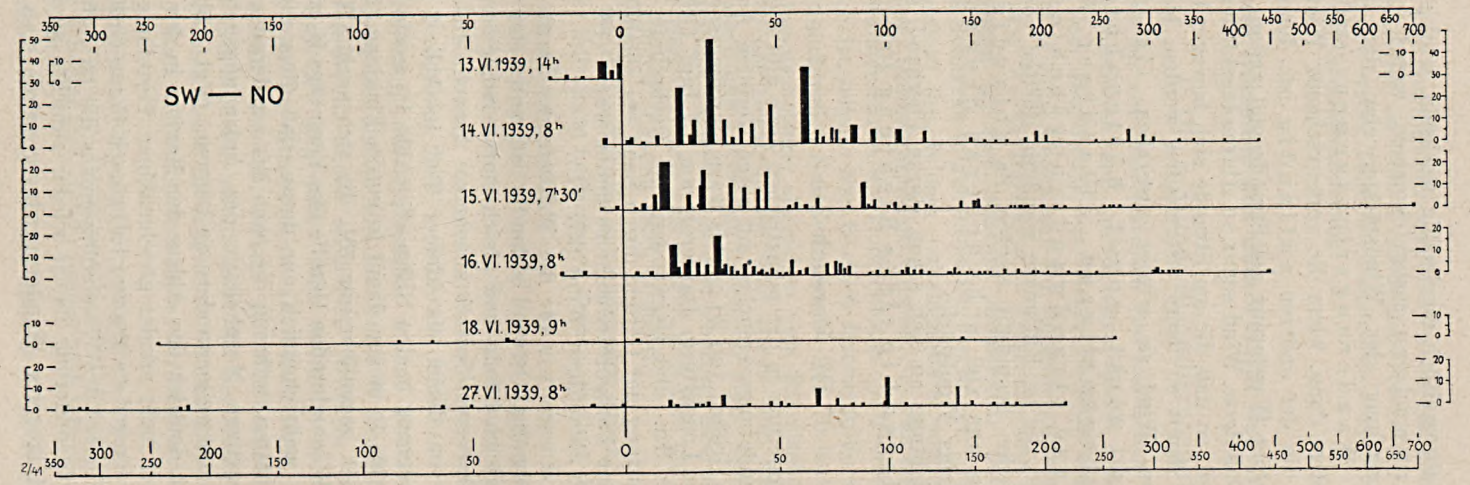


Abb. 2.

Ausschnitt aus der Geröllstatistik des am 13. VI. 1939 vor dem Leuchtturm Darßerort mit rotgefärbten Geröllen angesetzten Strandwanderungsversuches. Die Entfernungen der Fundstellen vom Auswurfspunkt (0) in m und logarithmischer Verkürzung nach beiden Seiten. Die Höhe der Säulen gibt jeweils die Zahl der Gerölle je m Strandlinie.

der Hand. Soweit diese jahreszeitlich regelmäßig wechseln, wird ein rhythmisches Hin- und Herwandern zustandekommen, wobei je nach Art der Windrichtungen und Verteilung der Windstärken eine der im allgemeinen küstenparallelen Wanderungsrichtungen stärker bevorzugt sein kann. Dies insbesondere dann, wenn die vorherrschende Windrichtung einer Jahreszeit ablandig, die der anderen auflandig ist; denn Versuche mit Farbgeröllen zur Klärung der Wanderung am Strande und andere Beobachtungen haben gezeigt, daß bei ablandigem Wind sogar an Abtragungsküsten vielfach Sand gegen Land befördert wird, so daß die am Strande sich bewegenden Gerölle von diesem überschüttet und damit so lange festgehalten werden, bis Seegang und Strömung bei auflandigem Wind sie wieder ausgraben. (Vgl. Abb. 2, 18. VI.) Auflandiger Wind wirkt somit küstenabbruchs- und strandwanderungsbegünstigend, ablandiger Wind wirkt küstenanlandend und strandwanderungsbehindernd.

Aber auch die Gerölle, die im Riffinnern wandern, dürften von auf- oder ablandigen Winden verschieden beeinflußt werden, da ablandiger Wind im küstennahen Seichtwasser nur viel schwächeren Seegang hervorrufen kann als auflandiger gleicher Windstärke.

Hat nun eine Windrichtung an sich schon starke Überhand, so wird sie die Gerölle natürlich vorwiegend in einer Richtung transportieren.

III. Versuch 3

Über die Art der Wanderung in der telmatischen Zone gibt die Geröllstatistik in Abb. 2 eines Strandwanderungsversuches mit roten Geröllen Aufschluß. Etwa 150 dm³ Farbgerölle aller Größen von 20 cm bis 3 cm Durchmesser wurden in der Mittelwasserlinie vor dem Leuchtturm Darßerort am 13. Juni 1939 ausgeworfen. Abb. 2 zeigt deutlich das Hin- und Herwandern bei wechselnder Windrichtung; zugleich auch die Verschüttung der Gerölle durch Sand bei ablandigem Wind, die so weit ging, daß fast keine Farbgerölle mehr zu finden waren (18. VI.) und deren spätere Ausgrabung durch ablandigen Wind (27. VI.).

Nach Obengesagtem müssen wir für die W-Küste des Darß und Darßerort, für welche Westwind auflandig, Ostwind ablandig ist, unter der Voraussetzung, daß West- und Ostwind gleich häufig und gleich stark sind, eine vorherrschende Wanderung gegen NO (Darßerort-Spitze) annehmen. Sowohl die Ergebnisse der Wanderung am Strand, von denen ein kleiner Teil in Abb. 2 wiedergegeben ist, als auch die der Wanderung in den Riffen (?) (Abb. 1), sowie die ganze Morphologie des Darß (vgl. Abb. 1) stehen damit in gutem Einklang. 208 Gerölle des Versuches II sind nach NO, gegenüber nur 131, die sich nach SW bewegten, gewandert. Daß die nach SW wandernden Gerölle des Versuches II größere Strecken zurückgelegt haben, liegt wahrscheinlich nur daran, daß diese eine normal ausgebildete Küste vor sich hatten, während die nach NO wandernden bei Darßerort-Spitze infolge der eigenartigen Morphologie des Anlandungsgebietes geradezu hätten umkehren müssen, um weiterwandern zu können. (Vgl. Abb. 1.)

Die Abb. 2 zeigt auch deutlich den Abbau der Maxima in der Nähe der Auswurfstellen zugunsten einer mehr minder gleichmäßigen Verteilung. Hierbei kann es zu keiner Sortierung des Materials nach Form, Größe und Gewicht kommen, da durch den Wechsel des Wanderungssinnes die im Anfang unverkennbar sich andeutende Frachtsonderung immer wieder zunichte gemacht wird. Bei großen Geröllmengen und längerer Wanderungsdauer würde man aber vielleicht

ein Zunehmen der Geröllgrößen gegen den ehemaligen Auswurfspunkt hin beobachten können. Der in Abb. 2 wiedergegebene Teil der Geröllstatistik erfaßt zwar nur einige der ersten Tage des Versuches, zeigt aber doch alle wesentlichen Erscheinungen der Strandwanderung.

D. Zwei Beispiele aus dem Tertiär des Wiener Beckens

I. Die marinen Bisambergschotter

Als Beispiele für auf dem Auftreten von exotischen Geröllen basierende irrige tektonische Spekulationen und paläogeographische Rekonstruktionen seien hier zwei Fälle aus dem Jungtertiär des Wiener Beckens angeführt.

In etwa 200 m Höhe liegen auf der Bisambergterrasse (= Nußbergterrasse = pontische Terrasse V—VI Hassinger's) Flyschschotter mit Quarz- und Klippenexotika, am besten an der Schanze unmittelbar bei der Elisabethhöhe aufgeschlossen, die Schaffer folgendermaßen beschreibt: „Sie zeigen nicht den Typus der „Plattelschotter" des Wiener Lokalschotters, sondern sind meist faustgroße und noch größere, wohlabgerundete Gerölle . . . Es sind meist grobe Kalksandsteine von hellbrauner Farbe, die vielleicht aus der Greifensteiner Zone stammen . . . Inoceramenflysch ist selten. Nur 6—10% Quarzgerölle sind eingestreut und zwar meist nur in walnußgroßen Stücken. Solche von 70 cm³, wie es der Durchschnitt des heutigen Donauschotters, abgesehen vom Rieselschotter, ist, sind sehr selten (wohl kaum 1% der Gesamtmasse) und solche von Faustgröße ganz vereinzelt. Von alpinen Kalken und Dolomiten haben wir keine Spur gefunden . . . Hornstein ist selten und stammt vielleicht aus dem Oberjura oder dem Neokom von Klippen, die wohl in der Nähe waren[6]). (Es handelt sich hier um die „älteren Gipfelschotter" Langer's (Langer 1938, S. 368 ff.)

„Auffällig ist, daß selbst die nur nußgroßen Stücke wohl abgerundet sind und daß der Schotter mit einem hellbraunen, feinen, reschen Sande vermengt ist . . .

Der Bisambergschotter ist ein Lokalschotter und gänzlich verschieden von denen der jüngeren Terrassen. Es verdient bemerkt zu werden, daß die 200-m- und die 150-m-Terrasse in Wien keine Schotterdecke tragen und daß man auf ihnen nur vereinzelte Quarzgerölle, meist nur von Nußgröße, findet" (Schaffer 1927 a, S. 90.)

Für die Herkunft der Hornsteine nimmt Schaffer also eine heute verschwundene Klippe an; ebenso für die O und W des Klausgrabens am Bisamberg anstehenden Gerölle, in denen wiederum Arkosen, vielfarbige Hornsteine den mesozoischen Kalken[7]) gegenüber sehr auffällig vorherrschen. Diese fremden Elemente sind hier im Klausgraben altersunsicheren Blockmassen aus Flyschmaterial eingestreut, die wohl richtig als Wildbachablagerung gedeutet werden (Schaffer 1927 a, S. 89). Ich möchte aber das Lager dieser Blockmassen im Gegensatz zu Schaffer, der dieses für fragliches Obermiozän hält (Schaffer 1927a, S. 89) eben auf Grund ihres Wildbachcharakters, der bereits von Bittner erkannt wurde,

---

[6]) Küpper & Bobies haben darüber hinaus noch Quarzit, Gosauquarzporphyr, Gosaukonglomerat mit Crinoiden, Dachsteinkalk, Hierlatzkalk und Lithothamnienkalk festgestellt (Küpper & Bobies 1827, S. 216), Langer auch Quarzit und Greifensteiner Sandstein (Langer 1938, S. 371).

[7]) Von diesen treten Kössener- und liasische Kalke vereinzelt auf (vgl. Keller 1891).

und der Tatsache, daß sie unter der 200-m-Terrasse liegen, eher für spät- oder postpliozän, die Gerölle aber als älter betrachten. Infolge der Ähnlichkeit mit den älteren Gipfelschottern (Küpper & Bobies 1927, S. 216, m. E. auch Langer 1938, S. 371, 374) muß die Deutung als verschwemmte ältere Gipfelschotter als sehr wahrscheinlich gelten. Bemerkenswert bleibt dabei das sehr seltene Auftreten von Kalken unter den Klippengesteinen, das mit der Annahme einer ehemals nahegelegenen Klippe schwer in Einklang zu bringen ist. Gerade die Kalke müßten in diesem Falle überwiegen, da man doch in der Nähe der Klippe Detritus relativ ursprünglicher Zusammensetzung erwarten müßte.

Im Gegenteil zeigt uns die ausgezeichnete Rundung der Gerölle, die Schaffer besonders hervorhebt, die geringe Größe der Klippengesteins- und außeralpinen Elemente sowie die Auslese zugunsten härterer Elemente (Hornstein, Arkose) einen weiteren Transport an[8]). Das Zurücktreten der stärker der Aufarbeitung unterliegenden weichen kalkigen und mergeligen Komponenten unter den Klippengesteinen ist ja für lange Transportwege bezeichnend. Das Auftreten liasischen Kalkes ♂ mit *Amaltheus spinatus* in den Blockschottern des Klausgrabens (Keller 1891) sowie das Vorkommen von liasischen Arkosen, Gryphaeenkalken (Langer 1938, S. 370 — l. c. irrtümlich unter „Trias" eingereiht) und obertriadischen Kalken spricht für die Herkunft dieser Gerölle aus einer größeren Klippe, da der stratigraphische Inhalt kleinerer Klippen erfahrungs- und sinngemäß nur Tithon-Neokom umfaßt (Friedl 1920, S. 74) und spricht damit gegen eine ehemals vorhandene am Bisamberg, denn es wäre sehr sonderbar, wenn uns von einer größeren Klippe heute nichts mehr anstehend erhalten sein sollte, während viel kleinere Klippen (z. B. die von Salmannsdorf) heute noch bestehen. Man könnte einwenden, daß sich diese Klippe im Raum des heutigen „Durchbruchstales" der Donau, zwischen Bisamberg und Leopoldsberg, befunden hätte und seither von der Donau erosiv entfernt wurde. Die Arbeiten von Langer haben aber gezeigt, daß Torton im Talboden des Donautales vorkommt, so daß wir entweder zu der Annahme posttortonischen Einbruches oder prätortonischen Vorhandenseins des Tales gelangen müssen. Da nun die Tortonreste des Talbodens in „blauem, fettem Tegel (Badener Tegel) mit reichhaltiger, fossiler Fauna" ausgebildet ist, in der sich „ein ganz spezifischer, charakteristischer Biotop, in dem die großen, dickschaligen Molluskenarten nur äußerst selten, dagegen die kleinen, dünnwandigen um so mannigfaltiger vertreten sind offenbart" bestehen (Langer 1938, S. 355), müssen wir z. Z. der Bildung dieses Sedimentes bereits tiefes, ruhiges Wasser annehmen, und dies scheint mir dafür zu sprechen, daß das Donautal prätortonischer Entstehung ist, so daß wir eine Förderung von Klippengesteinen aus diesem Raum auf die Terrassen des Bisamberges nicht in Erwägung zu ziehen brauchen.

Dazu kommt das Auftreten von Gesteinen der *Cardita*-Schichten, Dolomitbrekzie, Gutensteinerkalk (sowie Ankerit und Lithodendronkalk) in den Klausgrabenschottern (Langer 1938, S. 371), von Gesteinen also, die nur den höheren Deckeneinheiten zukommen und in Klippen nicht auftreten, so daß selbst die Annahme einer Bisambergklippe gar nicht ausreichen würde, um alle kalkalpinen Elemente aus einer solchen abzuleiten.

Die bedeutendere Größe der Flyschgerölle kann weiter nicht verwundern, wir finden diese Gesteine ja in unmittelbarer Nähe anstehend.

---

[8]) An eine sekundäre Änderung der Zusammensetzung durch Verwitterung einzelner Komponenten ist wegen der auffallenden Frische der Schotter, insbesondere der Flyschgerölle, nicht zu denken.

Obwohl die quantitative Zusammensetzung der Bisambergschotter aus den einzelnen Komponenten: Flysch, kalkalpin, Kristallin (Quarz), der der rezenten Donauschotter vollkommen unähnlich ist, glaubt KOBER trotzdem in den Bisambergschottern einen pliozänen Donauschotter erblicken zu sollen, dies vielleicht mit Rücksicht auf die so stark ausgeprägten Charakteristika der Wanderung. Es muß zugegeben werden, daß jene Quarzgerölle leicht zu dieser Ansicht verführen können. Ausgehend von der unbewiesenen und unbeweisbaren Annahme, daß die Bisambergschotter Ablagerungen der Donau seien, gelangt KOBER dann zu dem Schluß: „Die Laaerbergschotter sind die älteren, die jüngeren sind die Bisambergschotter. Die Schotterlager aber sind verstellt. Der Bisamberg ist gegenüber dem Laaerberg um 100 m gehoben oder letzterer versenkt" (KOBER 1926, S. 118). In diesem Falle haben die exotischen Gerölle also zu der Annahme junger, epirogener Tektonik geführt. (Möglicherweise ist diese Auffassung durch die Nichtbeachtung der erst von LANGER 1938 durchgeführten Trennung in „ältere" und „jüngere" Gipfelschotter zustande gekommen.)

Dieser Auffassung von KOBER ist SCHAFFER entschieden entgegengetreten (SCHAFFER 1927a) und hat die bereits in seinen früheren Arbeiten (SCHAFFER 1904) vertretenen Ansichten neuerlich wahrscheinlich zu machen versucht. Die von F. E. SUESS geäußerte Meinung, daß die „Schotterkappen" des Leopolds- und Bisamberges in 360 m (200 m über der Donau) in „Zusammenhang zu bringen sein werden mit den von den Rändern der Böhmischen Masse her über das Becken nördlich der Donau auslaufenden Schotterfeldern" (F. E. SUESS 1929, S. 220f.), kann wegen der abweichenden Verteilung in den Komponenten der Bisambergschotter, besonders mit deren geringem Gehalt an Quarzen nicht aufrecht erhalten werden. Zwar darf man annehmen, daß die Quarze zumindest teilweise der Böhmischen Masse entstammen, sie müßten aber, wenn Urdonauschotter vorlägen — die dann auf ein pannones Alter der Schotter deuten würden! — eine den späteren fluviatilen Terrassenschottern ähnliche Zusammensetzung besitzen. Das gewaltige Überwiegen der Flyschkomponenten spricht entschieden dagegen. Ebenso müssen HASSINGER's ähnliche Auffassungen (HASSINGER 1902, S. 96ff.), an welche sich später noch andere Forscher angeschlossen haben, abgelehnt werden.

Auch SCHAFFER bereitet die Häufigkeit der Flyschkomponenten Schwierigkeiten in der Deutung als Donauschotter, die Quarzgerölle Schwierigkeiten in der Deutung als Lokalschotter. Während er einmal betont, daß „der Bisambergschotter . . . ein Lokalschotter und gänzlich verschieden von denen der jüngeren Terrassen sei und „nicht den Typus der Plattelschotter des Wiener Lokalschotters" zeige (SCHAFFER 1927a, siehe oben!), findet man diese Ansicht bald abgeschwächt: „. . . in 200 m hat er (der Fluß = Urdonau) auf der Nußbergterrasse seine Schotter verstreut . . . auf dem flachen Rücken des Bisamberges sind sie noch weit verbreitet, aber mit ihnen tritt vorherrschend ein lokaler Flyschschotter auf, dessen Material aus nächster Nähe stammen muß . . ." (SCHAFFER 1927b, S. 101).

Ein Vergleich mit jungen und rezenten Lokalschottern lehrt, daß in diesen, soweit der Flysch das Ausgangsmaterial für diese bildet, immer ein sehr bedeutender Anteil als „Plattelschotter" (flache Geschiebe mit minder gerundetem, aber unregelmäßigem Umriß) entwickelt ist. Plattelschotter sind dem Bisambergrücken aber überhaupt fremd, obwohl gerade Flyschschotter das weitaus größte Kontingent stellen. Wir dürfen damit die Deutung als Lokalschotter zurückweisen.

KÜPPER hat nun ein marines, vindobonisches Schotter- und Konglomeratvorkommen aus den Wolfsbergen im Bisamberggebiet (Veitsberg 5) bekannt gemacht

(Küpper 1924), das ihm an Fossilien *Turritella, Pectunculus, Dosinia, Venus, Cardita* und *Ostrea* geliefert hat. „Schotter aus grobem Flysch, Quarz, Quarzit und Hornstein, auch Gosauporphyrgerölle und einzelne Kalkgerölle finden sich. Alle Gerölle, von denen einige Bohrlöcher von *Pholas* aufweisen, sind wohlgerundet und zeigen die Gestalt von Brandungsgeröllen. Mit den Konglomeraten sind die Schotter durch Übergang verbunden." (Küppfr & Bobies 1927, S. 214.) Langer hat für dasselbe Vorkommen den Nachweis erbracht, daß die Schotter von fossilbelegtem Torton diskordant überlagert werden (Langer 1938, S. 356) und schließt daraus auf ein helvetisches Alter dieser und der mit ihnen gleichaltrigen „älteren Gipfelschotter" und Klausgrabenschotter (Langer 1938, S. 375). Indes scheint mir der Schluß nicht zwingend zu sein: Diskordanz bedeutet noch nicht Altersverschiedenheit um eine ganze Stufe. Ich möchte vorläufig, solange wir nicht durch systematische Schotteranalysen und entsprechende Detailstudien am Beckenrand klarer sehen, die Schotter vorsichtshalber als vindobonisch bezeichnen.

Küpper & Bobies haben später die Bisambergschotter sorgfältig untersucht und haben erstmalig triftige Gründe für ihre marine Entstehung angeführt. Es wird aus der gleichen Verteilung der einzelnen Komponenten an verschiedenen Fundpunkten, ihrer gleichen Größe und (mit selbstverständlicher Ausnahme der umgelagerten Klausgrabenschotter) gleichen Schichtfolge ihrer Lager, sowie dem Umstand, daß angebohrte Gerölle und Brocken von Lithothamnienkalk sich auch in den Gipfelschottern fanden, auf Gleichaltrigkeit der Wolfsberg-, Klausgraben- und Gipfelschotter geschlossen, und alle diese Schotterreste werden ins Torton gestellt. „Es besteht unseres Erachtens somit kein Zweifel; daß die Bisambergschotter tatsächlich weder Donau- noch sonstige Flyschschotter, sondern ein Brandungskonglomerat des tortonischen Meeres im inneralpinen Wiener Becken sind, eine randliche Fazies der Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe" (Küpper & Bobies 1927, S. 116f.).

Wie schon erwähnt, hat nun Schaffer am Nußberg ebenfalls kleine Quarze aufgefunden (Schaffer 1906, S. 92) und Küpper & Bobies machen uns mit einem neuen Schottervorkommen bekannt: „Auf der Sattelhöhe, zwischen dem Nußberg und Burgstall trennenden Gerinne und den sich nach Kahlenbergerdorf entwässernden Bachläufen liegen in den Weingärten eine große Anzahl nuß- bis erbsengroßer Quarzgerölle, denen seltener ebenso große Kalke und meist Faustgröße erreichende Flyschschotter beigemengt sind. In den Äckern fand sich eine größere Anzahl Muschelscherben, die nach Art und Erhaltung dem Marin zuzurechnen sind." (Küpper & Bobies 1927, S. 217). Genaue Detailstudien werden vielleicht noch weitere Schotterreste, die zwischen den Marin-Schottern des Bisamberges und südlicher gelegenen vermitteln, aufdecken können.

Was nun die Herkunft der Fremdlinge betrifft, so werden sie von Küpper & Bobies aus der Böhmischen Masse und dem Alpenvorland abgeleitet. Dabei muß uns aber der unverhältnismäßig hohe Gehalt an unzweifelhaften Gosaugesteinen (denen möglicherweise auch ein Teil der Quarze entstammt!) auffallen; die rezenten und subfossilen Donauschotter führen nur einen verschwindend kleinen Prozentsatz an gosauischen Gesteinen. Es kommt dazu, daß wir im Torton und Helvet eine Urdonau noch gar nicht annehmen dürfen und der Zufluß aus der Richtung der Böhmischen Masse („Böhmische Donau" Kober's) ein viel kleineres Einzugsgebiet besaß, daher eine nur geringe Menge kalkalpinen Materials transportiert haben kann. Selbst aus der unterpannonischen Schotterfüllung des außeralpinen und Korneuburger Beckens, die wohl bereits auf eine Urdonau zurück-

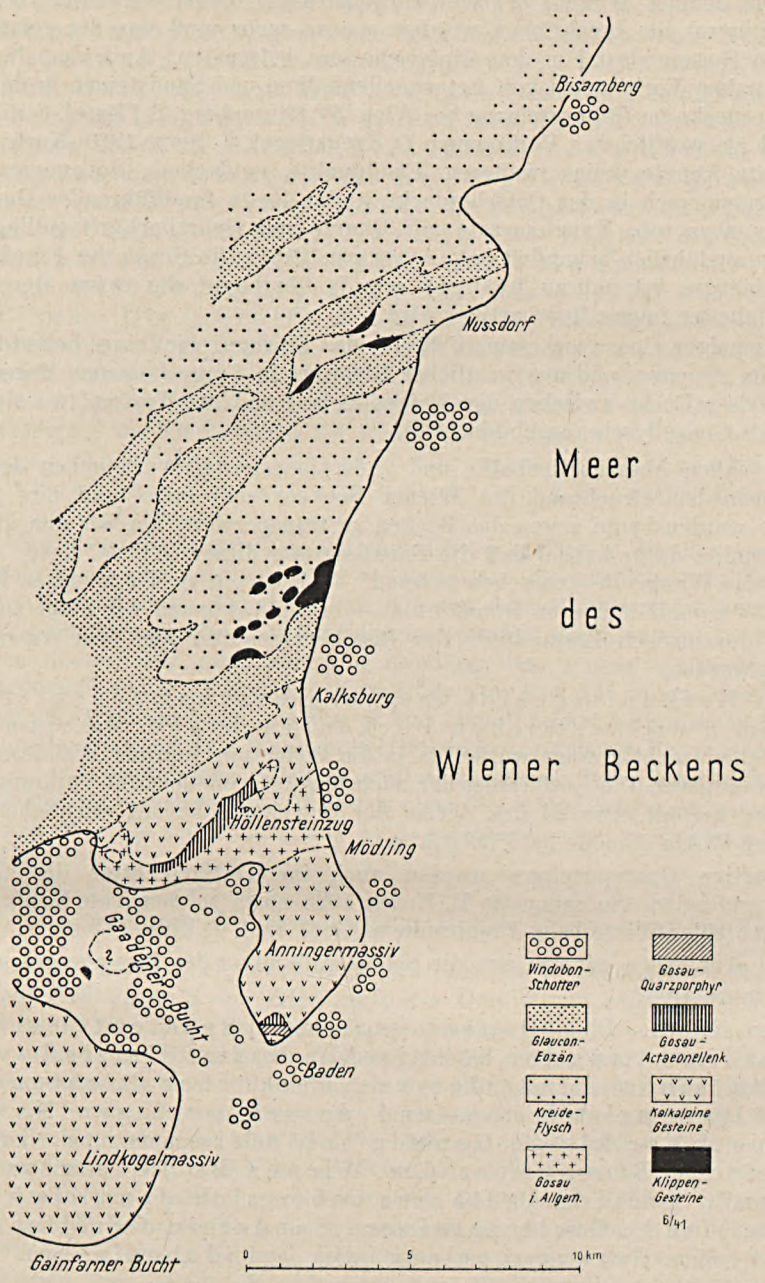


Abb. 3.

Versuch einer schematischen Darstellung der vindobonischen O-Küste des Wiener Waldes; zeigt die Entfernung der größeren Vindobonschotterreste vom Anstehenden ihrer verschiedenen Komponenten.

gehen, sind meines Wissens typische Gosaugerölle (Actaeonellenkalke, bestimmte Quarzporphyre) nie beschrieben worden; um so mehr muß uns der relativ hohe Gehalt an Gosaumaterial in den Gipfelschottern befremden. Außerdem liegen die einzigen nahen Vorkommen von Actaeonellenkalken und Sandsteinen in der Gosau der Lunzerdecke im Höllensteinzug bei Wien (W Föhrenberg, S Flössel, S Einbettenberg und als westlichstes Vorkommen O Kreuzriegel — Spitz 1910, Karte). Auch Solomonica konnte keine weiteren Fundpunkte entdecken (Solomonica 1934). Ferner treten auch in der Oetscherdecke kleine Reste fossilführender Gosau auf, besonders aber rote Konglomerate mit Quarz- und Quarzporhyrfremdlingen, die Ampferer ausführlich behandelt hat (Ampferer 1918). Die Gosau der Frankenfelser Decke hingegen ist nahezu fossilleer, wie ja überhaupt die Gosau der tieferen Deckeneinheiten immer flyschartiger wird.

Die einzigen Gosauvorkommen, die für das Einzugsgebiet eines helvet-tortonen Flusses im Alpenvorland aus westlicher Richtung in Frage kommen, liegen in der Frankenfelser Decke zwischen der kleinen Erlauf und der Traisen, wo sie jedoch überall als Gosauflysch ausgebildet sind.

Alle nahen Actaeonellenkalke und viele Quarzporphyrvorkommen der Gosau liegen aber dem Bruchrand des Wiener Beckens sehr nahe, und ihre Zerfallsprodukte werden heute gegen das Becken zu transportiert. Da wir nun gar keine Anhaltspunkte dafür haben, daß die Entwässerung dieser Gebiete einst — zu der Zeit, da das Wiener Becken schon bestand! — senkrecht zu der heutigen Richtung nach N — zur „Böhmischen Donau" hin — erfolgte, können wir nicht annehmen, daß die gosauischen Bestandteile der Bisambergschotter aus dem Alpenvorland gebracht wurden.

Das Herkunftsgebiet unserer Gosaukomponenten liegt also im S am westlichen Beckenbruchrand, was auszusprechen bisher freilich nicht gewagt wurde, da ja die Bedeutung mariner Wanderung noch nicht erkannt war. Die Entfernung der nächsten Actaeonellenkalk-Vorkommen vom Bisamberg beträgt etwa 24 km, der in der Oetscherdecke mit reichlichen Quarzporphyren 33 km (Einöde bei Pfaffstätten).

Derartige Quarzporphyre wurden auch im Tertiärschotter des Gaadener Beckens gefunden. So sammelte L. Kober 1928 einen solchen von Kopfgröße auf der Siegenfelder Wiese beim Jungbrunnen (Geol. Inst. d. Univ. Wien).

Wie aber haben wir uns nun die Schottermischung des Bisamberges und Nußberges zu erklären?

Sehr einfach: Die Quarze stammen größtenteils direkt oder indirekt aus der Böhmischen Masse. Sie sind zweifellos von einem Fluß, der aus westlicher Richtung, aus dem Alpenvorland kam und dessen geringer Materialtransport nur kleine Gerölle befördern konnte, ins vindobonische Binnenmeer des Wiener Beckens geschüttet worden[9]). Von dem Delta aus haben sich dann die kleinen Quarze und Greifensteiner Sandstein-Gerölle durch marine Wanderung entlang der vindobonischen Küste

[9]) Neuere Arbeiten haben überdies wahrscheinlich gemacht, daß noch die pannonische Urdonau bei Nikolsburg den unterpannonischen Binnensee erreichte und erst in späterer Zeit — vielleicht durch Anzapfung den Lauf wechselnd — über den Bisamberg floß, so daß wir für das Torton in der Tat einen nur geringen Zufluß aus dem Alpenvorland und der Böhmischen Masse erwarten dürfen. (PIA 1939)

auf den Abrasions- und Einebnungsterrassen verbreitet. Die Klippengesteinsgerölle stammen teils aus den hornsteinführenden Tithon-Neokom-Klippen bei Neustift und Salmannsdorf, die auf der nächsthöheren Terrasse (233 m nach SCHAFFER) liegen, von welcher sie durch fluviatile Verfrachtung an den Strand gelangten, teils dürfen wir die Ober-St. Veiter Klippen als Liefergebiet für Hornsteine, Arkosen und Grestener Kalke betrachten, die zu dieser Zeit wohl dem direkten Angriff des Binnenmeeres ausgesetzt waren. Die Entfernung der Salmannsdorfer Klippen vom Bisamberg beträgt 9 km, die der St. Veiter Klippen 17 km. Die Gerölle aus gosauischen Gesteinen aber stammen aus dem Süden der Ostküste der vindobonischen Beckenumrandung. Sie sind dort von Flüssen dem Meere zugeführt worden und haben von dort aus ihre marine Wanderung mindestens 24 km bis 33 km weit nach Norden zu angetreten. Dasselbe gilt für den Dachsteinkalk und wohl auch für einen Teil der älter-mesozoischen Komponenten (vgl. Abb. 3).

Es sind dies Wanderstrecken, die nach Obendargelegtem durch marine Geröllwanderung in — geologisch gesehen — kürzester Zeit bewältigt werden können.

Ohne hypothetische Annahme von Klippen oder Zuhilfenahme komplizierter Tektonik gelingt es so, diese Schotter und ihre ortsfremden Elemente auf einfachste Weise zu deuten. Die ausgezeichnete Rundung, das seltene Auftreten weicher Klippengesteine sowie die geringe Korngröße sprechen für unsere Ansicht. Der Reichtum an Flysch ist leicht aus dem ja hier überall an der tortonischen Küste anstehenden Material und dem Binnenmeere reichlich zugeführten Flyschelementen zu verstehen. Die ortsfremden Schotter und Blockmassen des Klausgrabens dürfen wir vielleicht als verschwemmte Teile des eigentlichen Bisambergschotters betrachten. Soviel über die vindobonen und z. T. postvindobonisch verlagerten Schotter des Bisamberges.

II. Die marinen Konglomerate zwischen Baden und Mödling

Seit langer Zeit ist bekannt, daß die tortonischen Randkonglomerate zwischen Baden und Mödling im S von Wien zahlreiche Gerölle von Sandstein einschließen, deren Herkunft wegen des Fehlens von petrographisch ähnlichen Gesteinen im älteren Untergrund des tortonischen Küstengebietes unklar war. Nur eine einzige kleine, eingeklemmte Gosauklippe liegt in der „Einöde“ oberhalb Pfaffstätten. Der nördlich der Straße liegende Steinbruch erschließt fossilführende Mergel, Korallenkalke sowie Konglomerate, der südliche, stratigraphisch höhere, fossilleere Sandsteine und Kalke. Daß dieses geringe Sandsteinvorkommen nicht für die Gesamtheit der exotischen Sandsteingerölle zwischen Baden und Mödling verantwortlich gemacht werden kann, ist klar. Dies umsomehr, als an manchen Stellen die Sandsteingerölle — in denen ich auch Glaukoniteozän fand — so reichlich auftreten, daß SCHAFFER von einem „Konglomerat von Flyschgeröllen“ sprechen konnte (SCHAFFER 1907, S. 109). Die Schottervorkommen am Eichkogel bei Mödling sind besonders bemerkenswert, da sie auf engstem Raum — zwischen Prießnitztal und der über den Eichkogelsattel führenden Straße — außer Torton auch Sarmat und Pannon umfassen.

In der Nähe der Kreuzung des durch das Prießnitztal zum Richardshof führenden breiten Weges mit dem markierten Weg, der von Guntramsdorf aus ins Baytal führt, liegen noch heute aufgeschlossen marine Konglomerate. „An dem bezeichneten Wege liegen in einem nur wenig tieferen Niveau als der Richardshof, in zwei kleinen aufgelassenen Brüchen, grobe Konglomerate von Flyschgeröllen zutage, die durch ein sandig-kalkiges Zement und Nulliporen außerordentlich fest verkittet sind. Sie sind undeutlich gebankt. Die Gerölle haben eine rostrote Farbe und sind zersetzt, der Nulliporenkalk besitzt aber seine volle Frische und helle Färbung. Es ist dies eine typische Strandbildung, die hier in ca. 350 m das nahe Ufer des mediterranen Meeres bezeichnet" (Schaffer 1907, S. 109).

Am westlichen Hang des Eichkogelsattels schließen einige verlassene Schottergruben und Steinbrüche Sarmat auf. Der nördlichste dieser Aufschlüsse zeigt „. . . ca. 1 m Humus und verrutschtes unrein grünliches, tegeliges Material, dann 1½ m groben, verhärteten Sandstein mit Geröllen von Flysch und tertiären Strandsedimenten, der gegen unten feiner wird und bis ¾ m starke, feste Bänke bildet, die mit Konglomeratlagen wechseln" (Schaffer 1907, S. 107). Im Hangenden dieses Aufschlusses hat man zwischen Ton und Sandstein Reste von *Mastodon pentelici, Dinotherium laevie, Aceratherium goldfussi, Hipparion gracile, Hystix primigenis, ? Helladotherium, ? Tragoceras* gefunden.

Pannonische Schotter haben sich unter dem Einfluß der durch den vorgelagerten Eichkogel bedeutend verminderten Reliefenergie bis 440 m hoch auf dem Anningermassiv erhalten. Auch in diesem schlecht aufgeschlossenen Gelände gelang es mir, unter Kalk und Dolomitgeröllen zahlreiche Sandsteingerölle zu finden. Glaukoniteozän — fast das einzige Sandgestein, das eindeutig aus der Flyschzone stammt — konnte ich nicht finden; das kann jedoch bei der an sich nicht sehr großen Zahl der von mir als Lesesteine aufgesammelten Geröllstücke wenig besagen.

Alle Forscher, die diese Randkonglomerate in ihren Arbeiten berühren (z. B. Schaffer 1907, Hassinger 1905, Karrer 1859, Czižek 1849) haben sich aber darauf beschränkt, die Feststellung dieser Besonderheit zu treffen, ohne auch nur Vermutungen über die Herkunft der Sandsteingerölle zu äußern. Dies ist verständlich: Seeische Wanderung nicht vorausgesetzt, bleiben nur zwei Möglichkeiten, diese ortsfremden Schotter und damit die Lithogenese dieser Ablagerungen zu erklären: 1. Das Anningermassiv enthielt in früherer Zeit ausgedehnte Gosausandsteinvorkommen oder 2. Die Schotterreste sind fluviogen. Der zweiten Annahme wird durch den Gehalt der Schotter an marinen, brackischen oder limnischen Fossilien von vorneherein der Boden entzogen. Die erste aber ist so unwahrscheinlich, daß ihr keiner dieser Forscher zuneigen konnte. Überdies ist sie nicht in der Lage, das Auftreten von Glaukoniteozän-Geröllen zu erklären.

Nur Kober hat einen Versuch unternommen, die Herkunft der Sandsteinkomponenten zu deuten: „Wir folgen nun der grünen Markierung ins Prießnitztal . . . Wir gehen hier direkt an der „Thermenlinie" am Abbruche der Kalkalpen in das Wiener Becken . . . Bald treffen wir auf die miozänen Leithakalkkonglomerate. Es sind feste Massen, die ein Einfallen ins Becken zeigen. Die Gerölle sind gut gerundet, viel Sandstein (Gosau oder Flysch) ist darunter. Wie kommen die Gesteine daher?"

Und keine andere Möglichkeit sehend, wird sofort geschlossen: „Ein Fluß muß sie hergebracht haben. Ganz andere morphologische Verhältnisse haben bestanden" (Kober 1926, S. 104).

Kober's Fluß müßte also etwa quer über den Anninger und senkrecht durch den Höllensteinzug bis in die Flyschzone N Kaltenleutgeben gereicht haben, da ich ja auch Glaukoniteozän-Gerölle nachweisen konnte. Und da derartige Schotter nach Kober's eigenen Feststellungen weit verbreitet sind („Wir finden die gleichen Gesteine am Fuße des Anningers, in der Klause von Gumpoldskirchen, in der Einöde bei Pfaffstätten" (Kober 1926, S. 105), müßten wir sogar mehrere gleichgerichtete Flüsse annehmen; das würde in der Tat „ganz andere morphologische Verhältnisse" zur Voraussetzung haben; das Gaadener Becken z. B. dürfte gar nicht be-



Abb. 4.

Mehrere m mächtige, kreuzgeschichtete marine Geröllanhäufungen (Strandwälle) vor dem Vittebroog bei Ahrenshoop am NO-Ende des Fischlandkliffs als gewanderte Ausschlämmprodukte des Geschiebemergels.
Sommer 1939. Phot. d. Verf.

standen haben, da ja sonst die Flüsse in dieses hätten münden müssen. Da nun gerade in jüngster Zeit wieder durch Toth marines Torton in diesem nachgewiesen wurde (Toth 1939), muß Kober's Annahme entschieden abgelehnt werden.

Wie einfach lösen sich dagegen die Probleme, wenn wir den oben genannten Möglichkeiten die der seeischen Wanderung anfügen! Selbstverständlich brachten auch in tortonischer, sarmatischer und pannonischer Zeit Bäche den Schutt der Gebirge ins Meer oder in den Binnensee. Im Flachwasser, am Strande, wurden die Gerölle von den seeischen Transportkräften erfaßt und sich durchmischend über weite Küstenstrecken verteilt. So konnten sogar Flyschgerölle hierher gelangen. 4 km von den Schotterlagern beim Richardshof entfernt stand die flyschartige Gosau des Höllensteinzuges, in 11 km Glaukoniteozän und Kreideflysch bei Mauer an der Küste der jungtertiären Meere und Binnenseen an (Abb. 6).

Vielleicht wurde im Süden von Bächen (ähnlich wie heute von der Schwechat) gosauisches Material an die Meeresküste und den Seestrand gebracht. Vielleicht sind auch aus dem Gaadener Becken, das, wie seine hochmarine Fauna bezeugt, eine breite Verbindung mit dem Meer des Wiener Beckens besessen haben dürfte, Gerölle aus der Höllenstein-Gosau um das Anningermassiv herum an die tortonische Ostküste gelangt (vergl. Abb. 3).

E. Grenzen der Entscheidungsmöglichkeit über das Auftreten von ortsfremden Geröllen durch seeische Wanderung auf Grund der Umweltsbedingungen

Die beiden beschriebenen Beispiele mögen genügen, um die große Bedeutung seeischer Wanderung für Geologie und Paläogeographie zu zeigen. Beispiele aus dem Tertiär wurden deshalb gewählt, weil die ganzen Verhältnisse in diesen jungen Bildungen noch klarer zutage treten und sich verfolgen lassen als dies in älteren, vielfach tektonisch beanspruchten Ablagerungen der Fall ist. Sinngemäß aber lassen sich die hier dargelegten Erfahrungstatsachen und Erkenntnisse ohne weiteres auch auf ältere Ablagerungen übertragen. Seeischer Transport wird in vielen Fällen am Auftreten von exotischen Geröllen zumindest mitbeteiligt sein. Zahlreiche andere Fälle werden mit ihm sicher nichts oder nur wenig zu tun haben. Als Beispiele dafür können die diaphtoritischen Phyllit-Fremdlinge des Gaadener Beckens betrachtet werden. Fluviatile Verfrachtung — wohl aus der Grauwackenzone — hat hier zweifellos den Hauptanteil an der Herbeischaffung getragen. In zahlreichen Fällen wird eine Verquickung tektonischen, fluviatilen und seeischen Transports vorliegen, wie ich dies z. B., soweit ich das dem Schrifttum (Kockel 1923, Ampferer 1924, Trauth 1934, Richter 1937, Lögters 1937 a, b), Brinkmann u. a. 1937) nach überblicken kann, für einen Teil der Fremdlinge des „Rumunischen Rückens" für wahrscheinlich halte. Immer wird das Hüllgestein der Fremdlinge sowie die Art und der Grad ihrer Rundung berücksichtigt werden müssen, dann wird in manchen Fällen exogener Transport überhaupt ausgeschlossen werden können. Aber nicht immer sind die Verhältnisse hier so klar wie z. B. beim Granit des Leopold v. Buch-Denkmals im Pechgraben bei Weyer oder beim Granit des Waschberges (v. Hochstetter-Toula 1870, Toula 1905, Stur 1894). Freilich dürfte es sich hier bei diesen Vorkommen nicht um „aufragenden Untergrund", sondern vielfach um Schubspäne, Scherlinge handeln. Auf diese Weise erst kann die Häufigkeit solcher Fremdlinge in gewissen Formationen, wie z. B. im alpinen und karpathischen Eozän, durch gleichzeitigen orogenetischen Paroxysmus Erklärung finden. Als Folge dieser tektonischen Vorgänge können fluviatile und seeische Verfrachtung stattfinden und durch letztere eine große Verbreitung anstehender Massen „Landrücken" usw. vorgetäuscht werden, während in Wirklichkeit vielleicht nur einige kleine Schollen das Material lieferten.

Wieweit man in jedem einzelnen Falle seeische Wanderung für das Auftreten von ortsfremden Geröllen verantwortlich machen darf, hängt von verschiedenen hydrographischen Faktoren ab, die man in den einzelnen Fällen weitgehend klarzustellen haben wird. Zu diesen zählen besonders die ungefähre Größe und

Form der Meeres- oder Seenoberfläche, da von diesen wesentlich die Stärke des Seeganges, der ja am Transport im Küstenwasser bedeutendsten Anteil hat, abhängt. Je stärker der Seegang, desto größere Gerölle können transportiert werden: an der Beltseeküste werden heute bei Sturm am Strande Gerölle von 15 cm bis 20 cm maximaler Größe befördert. In den Riffen selbst sind solche wohl sehr selten (?). Das miozäne Meer und der pliozäne See des Wiener Beckens bedeckten eine Fläche gleicher Größenordnung wie die heutige Beltsee. Wie das miozäne und pliozäne Wiener Seegebiet nur durch kleine Inseln vom offenen Meer oder Binnensee der ungarischen Ebenen getrennt war, so heute auch die Beltsee durch die Darßer Schwelle (Darß-Falster) von der offenen Ostsee. Wir dürfen also, was Stärke des Seeganges anlangt, unmittelbare Vergleiche ziehen, denn Stürme und Winde müssen wir ja zu allen Erdzeitaltern voraussetzen. Gerölle von 20 cm Durchmesser dürfen wir für die fossilen Ablagerungen des Wiener Beckens als oberste Größengrenze, deren Gerölle durch seeische Wanderung bewegt werden konnten, ansehen. Diese Größe gilt freilich nur für die offene Küste. In Buchten (z. B. Gaadener Becken) wird die Transportkraft, wie heute in den norddeutschen Förden, bedeutend herabgesetzt worden sein, da der Seegang in diesen sich weniger stark entwickeln kann.

Natürlich wird die vorherrschende Windrichtung und Streichrichtung der Küste entscheidenden Einfluß auf die endgültige Wanderungsrichtung nehmen, wenngleich rhythmisches und episodisches Hin- und Herwandern für seeischen Transport geradezu bezeichnend ist.

Für die Menge des transportierten Materials wird selbstverständlich die Breite des Seichtwasserstreifens von Bedeutung sein; je breiter dieser ist, um so mehr Material kann im gleichen Zeitraum wandern. Für das Meer des Wiener Beckens z. B., dessen Küsten im allgemeinen von steilen Bruchrändern gebildet waren, müssen vor allem die Abrasionsterrassen als Wanderungsgebiet in Betracht gezogen werden.

Große Bedeutung müssen wir ferner den eustatischen und isostatischen Wasserspiegelschwankungen zumessen, die, wie ja die reiche Terrassierung und Sedimentbeschaffenheit der Beckenränder zeigt, geradezu einem Oszillieren der Wasserlinien gleichgekommen sein müssen. Bei Flachküste wird sich bei Transgression der Wanderungsgürtel mit der Wasserlinie weit gegen Land zu verschieben, bei Regression sinngemäß gegen das Meer (den See) zu. Bei Steilküste ist dies nur beschränkt möglich. Eine Transgression kann die bei längerem, gleichen Wasserstand geschaffene Abrasionsplatte unter so tiefes Wasser setzen, daß die auf ihr transportierten Gerölle nicht mehr weiterwandern können (da ja die Wirkung des Seeganges stark herabgesetzt wird), sondern zusedimentiert werden. Bei Regression kann die Terrasse trockenfallen, so daß der Transport ebenfalls unterbrochen wird. Ähnliche Erscheinungen habe ich bereits aus den sarmat-pannonen Übergangsschichten des Wiener Beckens beschrieben (Tauber 1940). An Steilküsten werden also positive oder negative Strandlinienverschiebungen oft zu einer Unterbrechung des Transports führen, während dies an Flachküsten nicht der Fall sein wird. Die Wanderungsunterbrechung an Steilküsten wird solange währen, bis sich entweder eine neue Abrasionsplattform gebildet hat oder die bathymetrischen Verhältnisse ein Stadium erreicht haben, in

welchem für Wanderung wieder ein genügender Seichtwasserraum zur Verfügung steht (etwa durch Erreichen einer älteren, tieferen oder höheren Terrasse oder Rückkehr zu den ursprünglichen Verhältnissen). In Zeiten der Wanderungsunterbrechung wird sich naturgemäß der fluviatil herbeigeführte Schutt vor den Mündungen anhäufen können, was bei starker Wanderung nicht im selben Maße möglich sein wird.



Abb. 5.

Frischaufgeschütteter Geröllstrandwall im Anlandungsgebiet Darßerort. Dahinter eine langgestreckte Wasseransammlung, die durch den Strandwall vom Meere abgeschnitten ist. Weiter an Land ein älterer Strandwall.

23. VII. 1939. Phot. d. Verf.

Auch den Einfluß kleiner, episodischer und periodischer Spiegelschwankungen, die durch Gezeiten und Windstau, bzw. Windsaug herbeigeführt werden, dürfen wir nicht unterschätzen. Wieder können wir unmittelbare Vergleiche mit rezenten Verhältnissen durchführen. Aus solchen Vergleichen ergibt sich z. B. für das Neogen des Wiener Beckens ein Tidenhub, der zweifellos unter 10 cm lag, der also von den durch Wind erzeugten Spiegelschwankungen vollständig überlagert worden sein muß. Wir dürfen das Meer des Wiener Beckens praktisch als gezeitenlos betrachten. An anderen fossilen Küsten wird es aber zum periodischen Trockenfallen des höheren Litorals bei Ebbe gekommen sein, was verständlicherweise zur Unterbindung seeischen Transports auf den betroffenen Flächen führt. An gezeitenlosen Küsten müssen ähnliche Erscheinungen durch Windniedrigwasser Platz gegriffen haben (vergl. Wasmund 1939 b).

Lokal können Wanderungsunterbrechungen auch durch tiefe Rinnen im Litoral verursacht werden (etwa durch ein ertrunkenes Flußtal).

Auch die Küstenform übt Einfluß auf die seeische Wanderung. Eine zerlappte Küste wird die Wanderung behindern, eine geradlinig verlaufende wird

sie fördern. Schon aus diesem Grunde müssen wir annehmen, daß bei Transgressionen im allgemeinen der Materialtransport verhindert wird,[10]) da erst bei langer Einwirkung meerischer Dynamik die Küstenformen ausgeglichen werden können. Mit wachsender Dauer der Exposition einer Küste wird daher die Menge des ihr entlang transportierten Materials wachsen. Schließlich sei noch darauf hingewiesen, daß Gerölltransport durch grobe Blockmassen im Litoral (z. B. vor Mündungen von Wildbächen) sehr erheblich behindert werden kann. Solche fluviatiler Herkunft werden sich auf Abrasionterrassen oft haben bilden können (vergl. oben). An der Ostseeküste z. B. werden solche Blockpackungen durch Findlinge, die bei der Abrasion des Geschiebemergels zurückbleiben, erzeugt. Auch die Unter- und Oberwasservegetation kann eine bedeutende Rolle spielen: Tang- und Seegrasbewuchs des Unterwasserbodens können die Wanderung stark behindern. In weit größerem Maß kann ebenso die submerse Pflanzendecke an Süß- und Brackwasserseen wirken. Starker Schilfbewuchs kann die Geröllwanderung gänzlich zum Erliegen bringen. Schilf wird aber immer nur an flachen Anlandungs- oder „neutralen" Küsten und vor allem nur in süßem oder brackigem Wasser gedeihen können. Vor aktiven Kliffs und an Ufern mit starker Brandung wird daher die Möglichkeit von Schilfbewuchs nicht vorausgesetzt werden müssen.

Einige dieser wichtigsten und einige weniger bedeutungsvolle Momente hat Wasmund gelegentlich der Prüfung einer Formel über Materialwanderung an der Meeresküste von Munch-Petersen (Munch-Petersen 1936) übersichtlich zusammengestellt (Wasmund 1938).

In uns gut überlieferten Ablagerungen wird es durch genaue Detailuntersuchungen möglich sein, manche dieser die Materialwanderung beeinflussenden Faktoren klarzustellen und zu berücksichtigen. In älteren Ablagerungen wird es vielfach immer nur ein Wunsch bleiben, und hier liegen daher auch die Grenzen unserer Entscheidungsfähigkeit nach den Umweltsbedingungen: Kann irgendein ortsfremdes Geröll seeisch gewandert sein oder nicht?

Umsomehr ist erforderlich, daß es uns gelingt, seeisch gewanderte Sedimente an deren Eigenschaften selbst zu erkennen. Mittel und Wege hierzu weist uns die Sedimentpetrographie und Gefügekunde.

F. Merkmale seeisch transportierter Gerölle

Im Vorstehenden sind bereits einige dieser bezeichnenden Eigenschaften seeisch gewanderter Gerölle angeführt worden. Sie seien hier ergänzt und zusammengefaßt:

1. Gute Rundung der Komponenten unter Berücksichtigung gesteinseigener Faktoren, aber ohne Rücksicht auf die Entfernung des Fundortes vom Anstehenden, [11])

[10]) Dies steht nicht in Widerspruch mit der Tatsache, daß an der Basis transgressiver Schichten meist Brekzien, Konglomerate und Schotter auftreten, denn diese bestehen in der Regel aus eluvialem, aufgearbeitetem Schutt.

[11]) da der seeische Transport ja nicht gerichtet erfolgt. Durch das Hin- und Herwandern wird eine Berechnung des Transportweges aus der Entfernung des Fundortes des ortsfremden Gerölls vom Anstehenden illusorisch. Die Berechnung könnte nur unter Zugrundelegung des Abrollungsgrades im Sinne Häusler's (besser: „Abrollbarkeitsgrades") (vgl. Häusler 1940) erfolgen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

2. Die Größe der Gerölle geht über ein gewisses Maß nicht hinaus und hängt von Form und Größe sowie den bathymetrischen Verhältnissen der vorgelagerten Seegebiete ab.
3. Auslese zugunsten der gegen Abschleifung widerstandsfähigen Gesteine mit wachsender Entfernung vom Anstehenden besonders stark hervortretend.
4. Stärkere Herausarbeitung primär vorhandener Eigenschaften in der Gestalt der Geröllstücke. [12])
5. Weitgehend ähnliche Komponentenverteilung auch auf größere Entfernungen hin; auch weiter auseinanderliegende Reste seeisch gewanderter Schotter zeigen nur langsame Verschiebung der Komponentenanteile. [13])
6. In vielen Fällen Auftreten von ortsfremden Geröllen.
7. Häufig Auftreten von marinen oder limnischen Fossilien.



Abb. 6.

Zwei ältere Geröllstrandwälle, terrassenförmig gegeneinander abgesetzt. Dahinter ältere Strandwälle, bereits flugsandüberweht und bewachsen. („Dünen") im Anlandungsgebiet Darßerort.

Sommer 1939. Phot. d. Verf.

Alles Eigenheiten, die sich zwangsläufig aus der Mechanik und Natur des seeischen Transports ergeben und die teilweise — z. B. 4 — seit längerem bekannt sind (vergl. Andrée 1920, S. 55 f). Dazu treten noch die Aufschlüsse, die uns die

[12]) Flache Geschiebe werden flacher, münzenförmig, länglich-rundliche Gerölle zu Walzen, globose Ausgangsformen zu Kugeln.

[13]) Im Gegensatz zu örtlich gebundenen und örtlich verschiedenen Ablagerungen der Flüsse. Durch das Hin- und Herwandern im Küstenwasser und am Strande, wobei immer wieder Geröllstücke liegen bleiben, von anderen Geröllen überwandert werden, entsteht ja die charakteristische Geröllmischung, die oft auf weite Strecken hin durchaus ähnliche Komponentenverteilung aufweist, während hingegen nur fluviatil transportierte Schottermassen keine Elemente enthalten, die nicht unmittelbar im Einzugsgebiet anstehen.

Regelungs- und Gefügekunde gibt, soweit wir diese anwenden können, was natürlich nur in tektonisch relativ wenig beanspruchten und kompakten, noch im ursprünglichen Verbande verbliebenen Schottermassen möglich ist. Die Brauchbarkeit dieser Methode habe ich in ähnlichem Zusammenhang bereits klargelegt (Tauber 1940). Auch die Berücksichtigung des umgebenden, meist sandigen Materials kann bei richtiger Auswertung (vergleichende qualitative Schwermineraluntersuchungen, Feldspatbestimmungen usw.) wertvolle Hinweise liefern. Derartige Untersuchungen lohnen sich aber nur an sehr umfassendem Material. Entsprechende Aufsammlungen an möglichst vielen Punkten sowie tunlichst genaue stratigraphische Einstufung der zu untersuchenden Schotterreste ist hierzu Voraussetzung. Sie wurden bereits in Angriff genommen. Wertvoll ist es, in jedem Falle die Form der Wanderung an Hand der Morphologie und Faziologie der Schotterreste festzustellen.

G. Zur Faziologie des Auftretens seeisch gewanderter Gerölle

Ein Wort sei noch der Erscheinungsweise der Vorkommen seeisch gewanderter Gerölle gewidmet. Freilich fehlen, um ein auch nur annähernd vollständiges und gesichertes Bild von dieser zu entwerfen, noch zahlreiche vergleichende Beobachtungen am rezenten Meer und im fossilen Litoral. Die folgende Aufstellung darf daher nur als ein sich auf wenige Beobachtungstatsachen stützender und z. T. spekulativ weiterentwickelter Versuch gewertet werden.

Fossil finden wir seeisch gewanderte Gerölle in vier, vielleicht fünf möglichen Erscheinungsformen.

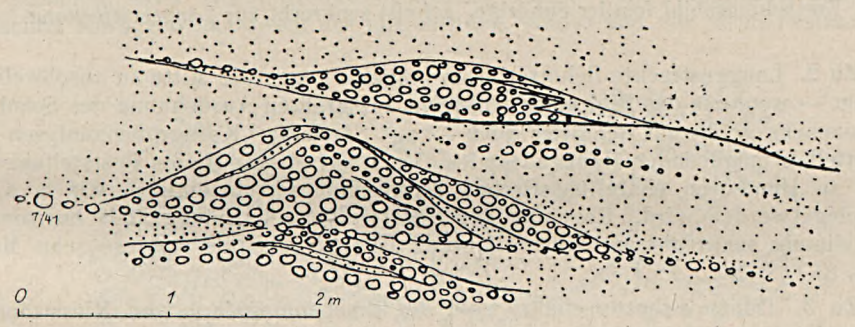


Abb. 7.

Erscheinungsbild fossiler Strandwälle. Schnitt senkrecht zur Längserstreckung.

1. Als kreuzgeschichtete Geröllanhäufungen mit Sandzwischenlagen.
2. Als kreuzgeschichtete langgestreckte Schotterlinsen mit Sandeinlagerungen.
3. Als dünne Schotterschnüre oder vereinzelte Gerölle in Sanden.
4. Als Gemengteile in Unterwasserdeltas von Flußläufen, oft vergesellschaftet mit teilweise großen Blöcken.
5. Als übergußgeschichtete Geröllanhäufungen mit gelegentlichen Sandeinschaltungen.

Zu 1. Kreuzgeschichtete Geröllanhäufungen, die plötzlich stark anschwellen und ebenso schnell wieder auskeilen und deren horizontale Ausdehnung sich um

wenige Meter herum bewegt, sind mit großer Wahrscheinlichkeit als Strandwälle zu deuten (Abb. 5, 7). Freilich kommt dachziegelartige Überlagerung zweier (Abb. 6) oder mehrerer (Abb. 4) Strandwälle vor, die die Ausdehnung erheblich vergrößern kann. Dazu kommt, daß im Aufschluß absolut nicht immer ein Schnitt senkrecht zur größten (küstenparellelen) Ausdehnung des Strandwalls erzeugt wird, so daß im Aufschluß sehr häufig ein stark verzerrtes Bild des Geröllagers entstehen kann. Regelung dürfte im Strandwall kaum vorhanden sein. Bei Überlagerung mit anderem Material (z. B. Flugsand) entsteht oft der Eindruck einer Erosionsdiskordanz, die zu schweren Irrtümern Anlaß geben kann. (An sich werden Srandwälle aus verschiedenen Gründen nur höchst selten fossil.)

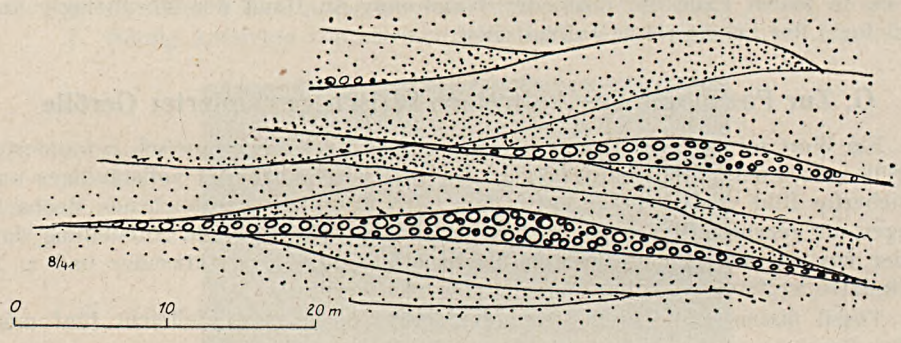


Abb. 8.
Erscheinungsbild fossiler Sandriffe. Schnitt senkrecht zur Längserstreckung.

Zu 2. Langgestreckte Schotterlinsen langsam gegen die Mitte zu anschwellend deuten — wenn sie das Bild eines senkrecht zur größten Ausdehnung des Schottervorkommens geführten Schnittes sind — auf Sandriffe. Korngrößenanalysen des unmittelbar umgebenden Hangendsandes dienen zur einwandfreien Feststellung des Riffs an Hand von charakteristischen Entmischungserscheinungen, wie a. a. O. dargelegt werden wird. Regelung der Schotter ist sehr häufig. Die horizontale Ausdehnung senkrecht zur Küstenrichtung beträgt zehn bis mehrere zehn Meter (Abb. 8).

Zu 3. Dünne Schotterschnüre sind die Erscheinungsform von Kiesstränden. Solche Kies- und Schotterpflaster finden wir häufig zwischen den Riffen und vor allem zwischen dem Land und erstem Riff. (Es soll damit nicht gesagt sein, daß jede Schotterschnur als fossile Form seeischer Wanderung zu deuten ist.) Regelung ? (Abb. 9).

Zu 4. Als Gemengteile von Unterwasserdeltas sind seeisch gewanderte Gerölle als solche meist überhaupt nicht zu erkennen. Sinngemäß müssen sie aber vorhanden sein. Nur das Auftreten von exotischen Geröllen, die im Einzugsgebiet des Flußlaufes nicht anstehen können, gibt uns die Möglichkeit, sie mit Sicherheit nachzuweisen. Regelung, wenn vorhanden, fluviatil beeinflußt (Abb. 10). Ähnliches gilt für die Vorkommen in Blockstränden.

Zu 5. Diese eigenartige, sehr seltene Form des Auftretens, deren Deutung außerdem noch nicht festliegt, soll in anderem Zusammenhang eingehend diskutiert werden. Ihre Bildungsbedingungen scheinen dort gegeben zu sein, wo an tekto-

nischen Senkungsgebieten die Wanderung im Litoral durch Steilabfälle, über welche die wandernden Gerölle hinabstürzen, unterbrochen wird, so daß sich an den mehr minder senkrecht zur Küstenlinie verlaufenden Bruchsteilabfällen Ge-

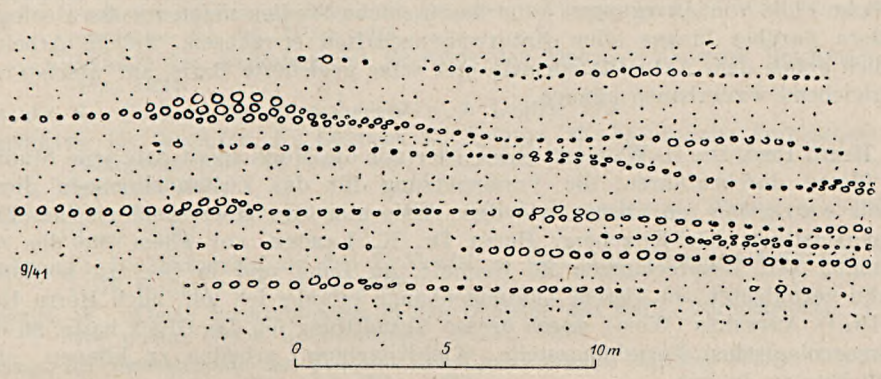


Abb. 9.
Erscheinungsbild fossiler Kiesstrände und Schotterpflaster.

röllhalden bilden. Solche Verhältnisse scheinen im Sarmat des Wiener Gebietes am Beckenbruchrand teilweise geherrscht zu haben.

Die Klarstellung der Art der einzelnen Vorkommen ist mühsam, lohnt paläogeographisch jedoch in jedem Falle. Die einzigen Mittel, um zu sicheren Schlüssen zu gelangen, sind Regelungsuntersuchungen flacher und länglicher Schotterelemente, Korngrößenanalysen des umgebenden Sandes und vor allem Feststellung

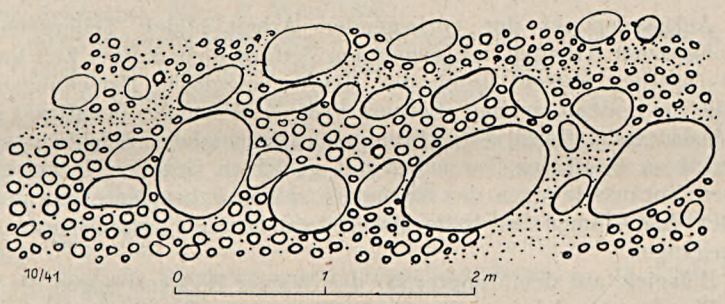


Abb. 10.
Fluviatil herbeigebrachte Blöcke untermischt mit seeisch gewandertem Geröll (Unterwasserdelta).

der Morphologie des Schottervorkommens unter richtiger Orientierung des Aufschlusses zur Gesamtlage der Schotteranhäufung, was in der Regel durch einige Handbohrungen erreicht werden kann.

Mit der Berücksichtigung seeischer Wanderung kann nicht nur das Auftreten von exotischen Geröllen in vielen Fällen richtig gedeutet werden, sondern es ist damit dem Paläogeographen ein wichtiges Hilfsmittel zur Erforschung alter Seegebiete und Küstenformen in die Hand gelegt.

Die vorliegende Arbeit möchte ich als ein kleines Beispiel für die Notwendigkeit der seit langem geforderten aber noch wenig durchgeführten meeresgeologischen und überhaupt aktuogeologischen Forschung betrachtet sehen. Eine unendliche Fülle von Anregungen kann durch solche Studien nicht nur der Geologie, sondern darüber hinaus allen Naturwissenschaften erwachsen. Solche Arbeiten endlich geben dem Aktualitätsprinzip erst seine gesicherte Basis, auf welcher wir vergleichend weiterbauen können.

Herrn Prof. Dr. E. Wasmund (Kiel), der mir die Möglichkeit gab, jene Studien am Meere durchzuführen, die Voraussetzung für das Zustandekommen dieser Arbeit waren, bin ich ebenso wie dem Assisenten des Meeresgeologischen Forschungsinstituts Kiel-Kitzeberg, Herrn Dr. K. Lamcke, vor allem für die Anregungen und Besprechungen im Gelände, an Land und in See, zu höchstem Danke verpflichtet. In diesem Zusammenhange erlaube ich mir, auch Herrn Hofrat Dr. O. Ampferer (Wien), durch dessen Vermittlung ich das Glück hatte, an der Meeresgeologischen Forschungsstelle, Kiel-Kitzeberg, arbeiten zu können, aufs herzlichste zu danken.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. K. Leuchs (Wien) danke ich für zahlreiche wertvolle Ratschläge ebenso wie dem Leiter der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, Herrn Bergrat Dr. H. Beck für verständnisvollste Unterstützung meiner Arbeit.

Ferner bin ich Herrn Dr. K. Hölzl (Wien) für Literaturhinweise zu Dank verpflichtet.

Meinem lieben Kollegen Herrn Dr. Ed. Schulz (Wien) verdanke ich zahlreiche Anregungen und Ratschläge in bezug auf das Schrifttum.

H. Zusammenfassung

Den Ausgangspunkt der vorliegenden Arbeit bilden Teilergebnisse neuer meeresgeologischer Arbeiten, mit denen der Verfasser vor kurzer Zeit an der Küste des Darß (mittlere Ostsee) durch das Meeresgeologische Forschungsinstitut der Reichsstelle für Bodenforschung (Leitung Prof. E. Wasmund) beauftragt war.

Die bedeutende Geröllverfrachtung in küstennahem Seichtwasser und am Strande wird an Hand von Versuchen mit gefärbten Geröllen dargelegt. Auf die allgemeinen Voraussetzungen der marinen und limnischen Materialwanderung, die beide unter dem Namen „seeische Materialwanderung“ zusammengefaßt werden, wird eingegangen.

Zwei Beispiele aus dem Jungtertiär des Wiener Beckens zeigen die Bedeutung seeischer Wanderung nicht nur für die Erklärung des Auftretens von ortsfremden Geröllen, sondern für Geologie und Paläogeographie überhaupt.

Die vielfältigen geologischen, morphologischen und klimatischen Faktoren, welche die Materialwanderung zu beeinflussen vermögen, sowie die durch submarine und submerse Vegetation entstehenden Wanderungshemmnisse werden kurz besprochen.

Die Erkenntnis der Notwendigkeit, aus den seeisch gewanderten Geröllen selbst deren Herkunft und Geschichte ablesen zu können, veranlaßt, nach Kriterien zwischen fluviatil und seeisch gewanderten Schottern zu suchen. Sedimentpetrographische und gefügekundliche Untersuchungen weisen den Weg; einige bezeichnende Eigenschaften seeisch gewanderter Schotter, die zur Unterscheidung von fluviogenen Geröllen dienlich sein können, werden angegeben.

I. Schriften

Ampferer, O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **96**. Wien 1918.

— : Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. — Jb. geol. Reichsanst., **74**. Wien 1924.

Andree, K.: Geologie des Meeresbodens. — **2**. Leipzig 1920.

Brinkmann, R., Gundlach, K., Lögters, H., Richter, W.: Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. — Geol. Rdsch., **28**. Stuttgart 1937.

Casey: Über Geschiebebewegung. — Mitt. preuß. Versuchsanst. Wasser u. Schiffbau, H. 19. 1935.

Czižek, J.: Die Exkursion auf den Eichkogel. — Ber. Mitt. Freunden Naturwiss. Wien v. W. Haidinger, **5**. Wien 1849.

Deecke, W.: Kleine Beobachtungen in den Gebieten des Darß (Vorpommern). — Mbl. Ges. pomm. Gesch. u. Altertumsk., Nr. 12. 1906.

Friedl, K.: Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. — Mitt. geol. Ges. Wien, **13**. Wien 1920.

Hassinger, H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken. — Mitt. geogr. Ges. Wien. Wien 1902.

— : Beiträge zur Physiographie des Wiener Beckens und seiner Umrandung. — Penck's geogr. Abh., **8**. 1905.

Häusler, H.: Zur Bestimmung des Abrollungsgrades. — Zbl. Min. usw., B, Nr. 1. 1940.

Hochstetter-Toula: Bericht über die Exkursion der Ingenieurschule des k. k. polytechn. Instituts in Wien vom 22. Mai bis 4. Juni 1869 bei der Lehrkanzel f. Eisenbahn, Brückenbau u. Geologie (Autograph.) — Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1870.

Karrer, F.: Der Eichkogel bei Mödling. — Jb. k. k. geol. Reichsanst. Wien, **10**. Wien 1859.

— : Tertiärbildungen in der Bucht von Berchtoldsdorf bei Wien. — Jb. k. k. geol. Reichsanst. Wien, **2**, 18—21, 23, 25. Wien 1851, 1868—1871, 1873, 1875.

— : Ein geologisches Profil aus der Bucht von Berchtoldsdorf bei Wien. — Jb. k. k. geol. Reichsanst. Wien, **6**. Wien 1855.

Keller, H.: Juragesteine am Bisamberg. — Ann. naturhist. Hofmus. Wien, **6**, 1891.

Kober, L.: Geologie der Landschaft um Wien. — Wien 1926.

Kockel, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. geol. Ges. Wien, **15**. Wien 1923.

Kraus, E.: Der bayrisch-österreichische Flysch. — Abh. bayr. geol. Landesuntersuch., **8**. 1932.

Küpper, H.: Mitteilungen über ein Vorkommen der II. Mediterranstufe am Bisamberge. — Verh. geol. Bundesanst. Wien. Wien 1924.

Küpper, H. & Bobies, C. A.: Zur Kenntnis des Bisamberggebietes. — Verh. geol. Bundesanst. Wien. Wien 1927.

Langer, I.: Geologische Beschreibung des Bisamberggebietes. — Jb. geol. Reichsanst. Wien, **88**. Wien 1938.

Leppik, E.: Untersuchungsmethoden der Sinkstoffe und des Geschiebes und deren Vereinheitlichung. — III. hydr. Konf. Balt. Staat. Warschau 1930.

Lögters, H.: Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyrer Bögen — Buchdenkmal). — Mitt. geol. Staatsinst. Hambrg, H. 16. Hamburg 1937. (1937a).

— : Zur Geologie der Weyrer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold-von-Buch-Denkmals. — Jb. oberösterr. Musealver., **87**. 1937. (1937b).

Munch-Petersen, J.: Über Materialwanderung an Meeresküsten, insbesondere an den Küsten des Baltischen Meeres. — Verh. hydr. Konf. Balt. Staat., 1926, Mitt. 12 B. 1936.

Nielsen, N.: Eine Methode zur exakten Sedimentationsmessung. — K. dansk. Vidensk. Selesk, biol. Medd., **12**. Kopenhagen 1935.

Paul, C. M., Bittner, A.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien 1 : 75 000 von D. Stur. — 1890.

Pia, J.: Zur geologischen Geschichte des Donautales. — Wiss. Donauführer. Wien 1939.
Richter, M.: Die nordalpine Flyschzone zwischen Salzburg und Wien. — Zbl. Min. usw., 1929, B. Stuttgart 1929.
Richter, W.: Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **16**. 1937.
Schaffer, F. X.: Neue Beobachtungen zur Kenntnis der alten Flußterrassen bei Wien — Mitt. geogr. Ges. Wien. Wien 1904.
— : Geologie von Wien. — Wien 1906.
— : Geologischer Führer für die Exkursionen im inneralpinen Wiener Becken der nächsten Umgebung von Wien. — Berlin 1907.
— : Das Alter der Schotter der Bisambergterrasse. — Verh. geol. Bundesanst. Wien. Wien 1927. (1927a)
— : Geologische Geschichte und Bau der Umgebung Wiens. — Leipzig und Wien 1927. (1927b)
Schütze, H.: Kliffs, Strand und Riffe der Südküste der Eckernförder Bucht (Ostsee). — Geol. d. Meere u. Binnengew., **3**. 1939.
Shaler, N. S.: Beach and tidal marshes of the atlantic coast. — Nat. geogr. Monogr., **1**, 144. 1895.
Solomonica, P.: Geologische Untersuchungen im Gebiete des Buch-Denkmals. — Mitt. geol. Ges. Wien, **26**. 1934.
— : Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. — Mitt. geol. Ges. Wien, **27**. Wien 1934.
Stur, D.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien, 1 : 75 000, Wien 1894.
Suess, F. E.: Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. — Z. deutsch. geol. Ges., **81**. 1929.
Tauber, A. F.: Lithogenetische Untersuchungen an den sarmat-pannonen Übergangsschichten am Südrand von Wien. — Verh. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. Wien. 1940.
Toth, G.: Kurze Mitteilung über eine Fauna aus dem Gaadener Becken. — Akad. Anz. Akad. Wiss. Wien, Nr. 17. Wien 1939.
Toula, F.: Über die Granitklippe mit dem Leopold-v.-Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer. — Verh. geol. Bund.-Anst., Wien 1905.
Trauth, F.: Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. — Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Akad. Anz., Nr. 9. 1934.
Vetters, H.: Geologie von Wien. — Wien 1910.
Wasmund, E.: Die Gewinnung von Kies und Sand im Bodensee. — Geol. u. Bauwes., **3**, H. 4. 1931.
— : Geologisch-hydrologische Taucherbeobachtungen. — Geol. d. Meere u. Binnengew. **1**. 1937.
— : Grenzen der Berechnung gesteinstransportierender Kräfte an der deutschen Ostseeküste. — 6. balt. hydr. Konf., Deutschland, Ber. 11a. 1938.
— : Färbung und Glaszusatz als Meßmethode mariner Sand- und Geröllwanderung. — Geol. d. Meere u. Binnengew., **3**. 1939. (1939a)
— : Flachseebeobachtungen bei Sturm-Niedrigwasser an der gezeitenlosen Kieler Förde. — Geol. d. Meere u. Binnengew., **3**. 1939. (1939b)
Wheeler, W. H.: The sea coast (destruction, litoral drift, protection). — London 1902.

Karten

Spitz, A.: Geologische Karte des Höllensteinzuges bei Wien. — 1910.
Stur, D.: Geologische Karte der Umgebung von Wien, Blatt Untergänserndorf. — 1891.
Suess, F. E.: Geologische Karte der Umgebung von Wien. — 1906.
Seekarte der Mecklenburger Bucht, deutsche und dänische Küste 1 : 100 000.— 1929.
Seekarte „Die Fahrwasser nach Barth und Damgarten", deutsche Küste 1 : 50 000. — 1905.
Meßtischblatt Ibenhorst (309), (Reichsamt f. Landesaufnahme). — 1885.
Meßtischblatt Prerow (310), (Reichamt f. Landesaufnahme). — 1885.
Meßtischblatt Wustrow (368), (Reichsamt f. Landesaufnahme). — 1886.

Geologie des unteren Hahnenbachtales bei Kirn a. d. Nahe

Von Wilhelm Bierther, Bonn.

Tafel 15 und 19 Abbildungen

Inhalt

Seite

A. Einleitung 110

B. Gesteine des tiefen Untergrundes 112

Die kristallinen Schiefer des Wartenstein-Zuges 112

a) Allgemeiner Überblick und Schrifttum 112

b) Die kristallinen Gesteine 115

1. Gneise 115

α) Flaseriger Muskowit-Chloritgneis 115

β) Streifiger Biotit-Chloritgneis 116

2. Serizitischer Quarzitschiefer 118

3. Marmor 119

4. Hornfels 119

5. Amphibolite 119

α) Granatfreier Amphibolit 119

β) Granatamphibolit 121

6. Pegmatite und Pegmatitschiefer 122

c) Die Umgebung der kristallinen Schiefer 123

d) Deutung der Feldbeobachtungen und mikroskopischen Untersuchung 123

C. Devon 125

I. Oberes Gedinne 125

II. Taunusquarzit 126

III. Hunsrückschiefer 127

IV. Diabase innerhalb des Devons 128

D. Sedimente und Grünschiefer unbestimmten Alters . . . 128

I. Kallenfels-Serie 129

a) Sedimente 129

b) Diabase 132

c) Verbreitung der Kallenfels-Serie am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges 132

II. Hahnenbach-Serie 133

a) Sedimente 133

b) Grünschiefer 135

1. Kalkreicher Chloritalbitschiefer 135

2. Mandelsteingrünschiefer 136

Seite

III. Vorsoonwald-Serie 138
a) Allgemeiner Überblick 138
b) Die Gesteine 138
1. Phyllite 138
2. Quarzitschiefer 139
3. Phyllitische Kieselschiefer 139
4. Kalkgrünschiefer 140
5. Grünschiefer 141
IV. Altersfrage 143
E. Unterrotliegendes 146
F. Tertiär 146
G. Diluvium und Alluvium 147
H. Tektonik 147
I. Zusammenfassung 151
K. Schriften 153

A. Einleitung

Die Geologie des südöstlichen Hunsrücks, des Soonwaldes, ist stellenweise noch wenig geklärt. Der Grund hierfür liegt wohl z. T. in der oft großen Einförmigkeit der Schichtfolge, der Seltenheit von Fossilien und der komplizierten Tektonik. Die Aufschlüsse sind auf den Höhen mit Ausnahme von Taunusquarzitrücken schlecht, und man ist daher auf die wenigen Talprofile angewiesen. Von diesen ist außer dem Rheinprofil unterhalb von Bingen das Guldenbachtal, das wegen des Vorkommens mitteldevonischer Massenkalke bei Stromberg schon frühzeitig großes Interesse erregt hat, bereits von Lossen (1867) und in neuerer Zeit von Bevenburg (1930) sehr genau untersucht und kartiert worden. Als Fortsetzung dieser Arbeiten wird hier eine Darstellung der geologischen Verhältnisse des unteren Hahnenbachtales gegeben, das aus dem Hunsrück kommend bei Kirn die Nahe erreicht.

Im Profil des Guldenbachtales teilt Beyenburg das Gebiet ein in eine nördliche Schieferzone bis zum Taunusquarzit des Soonwaldes, eine mittlere Soonwaldzone und in die im Süden an diese grenzende Zone der metamorphen „Taunusgesteine". Für uns sind nur die Soonwaldzone und die Taunusgesteine von Bedeutung. Die Zone der Taunusgesteine ist im Guldenbachtal schlecht aufgeschlossen und wenig untersucht, ihr Alter unbekannt. In der Soonwaldzone wurden Sedimente vom Gedinne bis Mitteldevon, z. T. nach Fossilgehalt, z. T. nach tektonischer Lagerung mit Sicherheit nachgewiesen. Zweifelhaft ist besonders die Stellung eines südlichen Abschnittes, den Beyenburg mit Vorbehalt zum Hunsrückschiefer stellte, der aber möglicherweise noch älter sei. Was die Tektonik dieses Gebietes anbelangt, so läßt Beyenburg die Frage, ob Deckenbau, der von Gerth 1910 erstmalig vermutet wurde, vorhanden ist oder nicht, offen. Aber Cloos & Scholtz (1930) konnten auf Grund struktureller Untersuchungen nachweisen, daß im Guldenbachtal die Auffassung Gerth's (1910) nicht zutrifft, weil der von diesem als Decke gedeutete Taunusquarzit deutlich unter die jüngeren Devonschichten untertaucht.

Die Soonwaldzone und die Vorsoonwald-Serie (= Zone der metamorphen Taunusgesteine Beyenburg's) lassen sich nach SW bis ins Hahnenbachtal verfolgen. Antiklinalen, die aus Gedinne und Taunusquarzit gebildet werden, tauchen nach

SW unter. Auch die bei Stromberg verbreiteten sicheren Mitteldevon- und Koblenzschichten verschwinden in dieser Richtung vollkommen, andrerseits haben ältere kristalline Gesteine (Gneis von Wartenstein) eine größere Verbreitung als im Guldenbachtal (Gneis von Schweppenhausen). Die Vorsoonwald-Serie und der nördliche Quarzitrücken der Soonwaldzone laufen spitzwinklig aufeinander zu, so daß die Breite der Soonwaldzone, im Guldenbachtal rund 11 km, im Hahnenbachtal nur noch 4,5 km beträgt. Das kennzeichnet eine immer stärker werdende Zusammenpressung, bis schließlich im Hahnenbachtal alle Schichtpakete senkrecht stehen oder steil nach NW einfallen (Südvergenz). Die im Osten noch deutlich erkennbaren Sattel- und Muldenstellungen verschwinden, und eine Auflösung des tektonischen Baus begegnet großen Schwierigkeiten. Bei der Einengung ist noch besonders zu beachten, daß diese hauptsächlich auf Kosten der breiten Devonzone zwischen dem nördlichen und südlichen Quarzitrücken im Guldenbachtal (s. Leppla 1921) geschieht, die im Hahnenbachtal nur noch von Wartenstein bis zum Lützelsoon reicht, während die fragliche Hunsrückschieferzone aus dem Guldenbachtal bis ins Hahnenbachtal in unverminderter Breite durchzieht.

Das Gebiet des Hahnenbaches läßt sich zweckmäßigerweise in mehrere Zonen gliedern. Eine besondere Stellung nehmen dabei die kristallinen Gesteine von Wartenstein ein, durch die das Hahnenbachtal in neuerer Zeit (Tilmann & Chudoba 1931) besonders bekannt geworden ist, nachdem Gneis schon 1881 von Grebe beobachtet und erstmalig von Leppla auf der geologischen Karte, Blatt Mainz 1 : 200 000 ausgeschieden wurde. Nördlich von diesem Aufbruch folgt sicheres Devon, dem nur bei Hahnenbach Sedimente der auch südlich von Wartenstein verbreiteten Kallenfels-Serie eingeschaltet sind. Von Wartenstein nach S bis zur Vorsoonwald-Serie folgt eine abwechslungsreiche Reihe von z. T. metamorphen Sedimenten und Grünschiefern, deren Einordnung schwierig ist, weil es bisher nicht gelang, das Alter durch Versteinerungsfunde festzustellen. Diese Gesteine werden mit den neutralen Namen „Kallenfels-Serie“ und „Hahnenbach-Serie“ belegt. Das ist die Fortsetzung der südlichen Soonwaldzone Beyenburg's, deren Alter, wie oben betont, auch im Guldenbachtal noch unklar ist. Diese Zone ist aber im Hahnenbachtal bedeutet besser aufgeschlossen als im Guldenbachtal. Im Süden folgt endlich die „Vorsoonwald-Serie“, die Fortsetzung der epizonalen Gesteinsreihe am Südrand des Taunus.

Die wenigen Autoren, die sich meist wenig eingehend mit der Geologie des Hahnenbachtals befassen, kommen zu verschiedenen Ergebnissen. Der Gneis von Wartenstein ist nach Grebe (1881) eine Einlagerung im Hunsrückschiefer, nach Tilmann & Chudoba (1931a) teils alter Untergrundsgneis, teils metamorphes Gedinne, während Asselberghs & Henke (1935) ihn als metamorphes Gedinne ansehen (lokal umgewandelte Gedinnearkose).

Bei der Einstufung der Sedimente, mit Ausnahme der Vorsoonwald-Serie, deren Altersdeutung von diesen Stellen aus nicht versucht wurde, können zwei Extreme unterschieden werden. Tilmann (1938, Tilmann & Chudoba 1931 a, 1931 b) neigt zu der Anschauung, daß zwischen Lützelsoon und Vorsoonwald-Serie neben Gedinne, Taunusquarzit und Hunsrückschiefer noch jüngere Schichten, etwa höheres Unterdevon oder sogar Mitteldevon vertreten sind. Im Gegensatz dazu stehen die Untersuchungen Nöring's (1939) bei Düppenweiler und im westlichen Hunsrück, Gebiete, die, wie wir später sehen werden, enge Beziehungen zum Hahnenbachtal haben. Nöring vermutet dort Vordevon, speziell Kambrium und knüpft damit an Gosselet (1890) an. Dazwischen bewegen sich die Arbeiten von Kutscher (1934 b) und

Asselberghs & Henke (1935), die für die Hunsrückschiefer und Gedinne plädieren, eine Meinung, die lange Zeit gebräuchlich war (Grebe 1881, Leppla 1921).

Fossilien sind in den kritischen Gebieten bisher noch nicht gefunden worden, eine Lösung von der biostratigraphischen Seite ist daher noch nicht möglich. Auch versagt die Tektonik als Hilfsmittel zur stratigraphischen Klärung, da in der steilstehenden Pressungszone Sättel und Mulden vollkommen verwischt sind.

Um trotz dieser Schwierigkeiten eine Antwort auf die vielen Fragen zu versuchen, ist eine möglichst ins einzelne gehende Kartierung und petrographische Untersuchung der verschiedenen Gesteinstypen Vorbedingung. Das Ziel vorliegender Arbeit war demnach eine Gesteinsaufnahme im unteren Hahnenbachtal als Grundlage weiterer Untersuchungen. Hierbei konnten eine Reihe petrographisch und dem Grad der Metamorphose nach verschiedener Serien abgegrenzt werden. Jedoch ist die geologische Karte, im Gelände i. M. 1 : 10 000 aufgenommen und auf die Meßtischblätter Kirn und Gemünden (1 : 25 000) übertragen, mehr eine petrographische als stratigraphische. Sie reicht von der Rotliegendüberlagerung im S bis zum Taunusquarzit des Lützelsoons im N und beschränkt sich auf die Einschnitte des Hahnenbachs und seiner Nebentäler.

Die kristallinen Gesteine von Wartenstein sollen ihrer Sonderstellung nach zuerst beschrieben werden, danach folgen sicheres Devon und die übrigen Gesteinsserien in der Reihenfolge ihres Auftretens von N nach S.

Gesteinsmaterial und Dünnschliffe befinden sich im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Bonn. Die Dünnschliffe haben die fortlaufenden Nummern der im Gelände gesammelten Handstücke erhalten.

Die Anregung zu dieser Arbeit erhielt ich durch die Herren Prof. N. Tilmann und H. Cloos, denen ich für ihr großes Interesse und ihre liebenswürdige Hilfe sowohl im Gelände als auch im Institut zu tiefem Dank verpflichtet bin.

Herrn Prof. K. Chudoba verdanke ich die freundliche Kontrolle der Dünnschliffuntersuchungen, Herrn Dr. W. Schmidt eine Einführung in die Herstellung der Dünnschliffphotos. Herrn Dr. W. M. Lehmann, Kirn, sei für das große Interesse und die liebenswürdige Gastfreundschaft gedankt. Für die endgültige Abfassung der Arbeit war eine Unterredung mit Herrn Prof. Dr. W. Kegel besonders wertvoll, auch hierfür meinen besten Dank.

B. Gesteine des tiefen Untergrundes

Die kristallinen Schiefer des Wartenstein-Zuges

a) Allgemeiner Überblick und Schrifttum

Das Kristallin bei Wartenstein (Abb. 1) ist das einzige größere Vorkommen im Rheinischen Schiefergebirge; hier kommt der kristalline Untergrund mit einer überraschenden petrographischen Mannigfaltigkeit zum Vorschein.

Nach Tilmann & Chudoba (1931a) sind bei Wartenstein die Gneise, die unter dem Devon auftauchen, auf Grund typomorpher Mineralien zu trennen. Die eine Gruppe führt Glimmer mit Einschlüssen von Zirkon mit pleochroitischen Höfen, aber keinen Turmalin, die andere Turmalin, aber keine Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen. Die erste Gruppe wird als alter Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges angesprochen, die letztere sei umgewandeltes Gedinne. Weiter wird noch ein geschieferter Pegmatit und ein Plagioklasamphibolit (Lesestück) beschrieben. Der Gneis steckt nach Tilmann zwischen Gedinneschichten. Demnach liege bei Wartenstein im Kern einer verquetschten Antiklinale neben Untergrundsgneisen noch zu Gneis umgewandeltes Gedinne vor.

Im Zusammenhang mit einer Arbeit über die Petrographie des linksrheinischen Gedinne hat F. Schmitt (1937) einen Teil des schon bekannten Materials noch einmal untersucht und festgestellt, daß die Unterscheidung zweier wesentlich so verschiedener Gneisarten nur auf Grund typomorpher Mineralien nicht mehr aufrechtzuhalten ist, da sowohl Turmalin als auch Biotit mit Einschlüssen von Zirkon mit pleochroitischen Höfen im gleichen Schliff vorhanden sind.

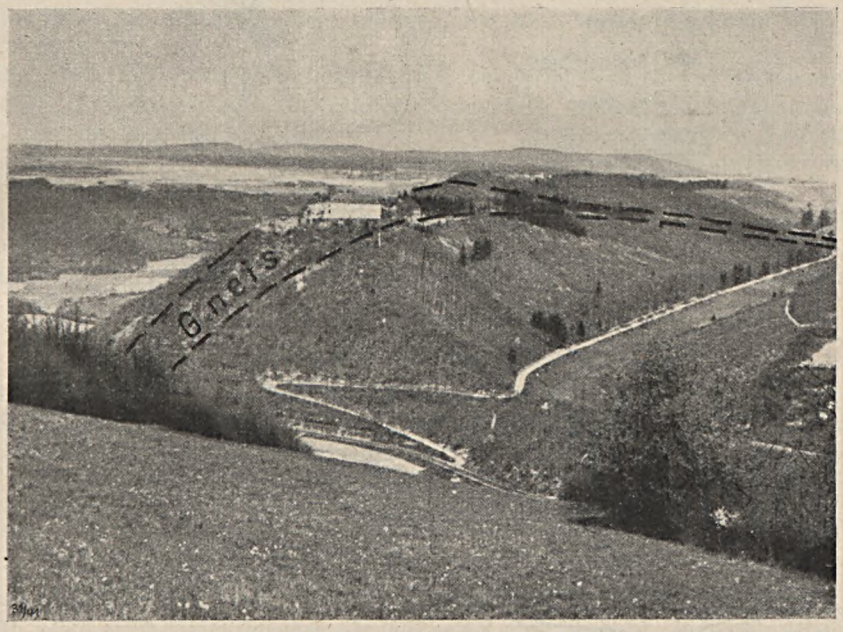


Abb. 1.
Blick auf den Gneis von Wartenstein. Im Hintergrund der Quarzitrücken des Lützelsoonwaldes.

Den Dünnschliffuntersuchungen der zum großen Teil bisher unbekannten kristallinen Gesteine von Wartenstein durch den Verfasser ging eine Spezialkartierung (Abb. 2) voraus.

Der widerstandsfähige Gneis tritt am Steilhang und auf der Höhe des Schloßberges von Wartenstein sowie in einigen Felsen gegenüber der Kauchersmühle, ferner bei Griebelschied in und am Weiherbach und in einem kleinen Taleinschnitt zwischen Weiherbach und Kauchersmühle zutage.

Am Hang von Wartenstein (Abb. 3) ist der Gneis unten stark verschüttet und erst 30 m über der Straße anstehend. Die Gneiszone ist 50 m breit aufgeschlossen, die nördlich angrenzenden paläozoischen Konglomerate und Schiefer sind teilweise von Schutt verdeckt. Auf der Höhe von Wartenstein ist die ebenfalls 50 m breite Kristallinzone petrographisch mannigfaltiger als an irgendeiner anderen Stelle (Abb. 2). Neben Muskowit-Chloritgneis und Biotit-Chloritgneis finden wir hier noch Granatamphibolite, serizitische Quarzitschiefer, Pegmatite und Marmorknollen als Einlagerungen im Muskowit-Chloritgneis. In der streichenden Fortsetzung beträgt

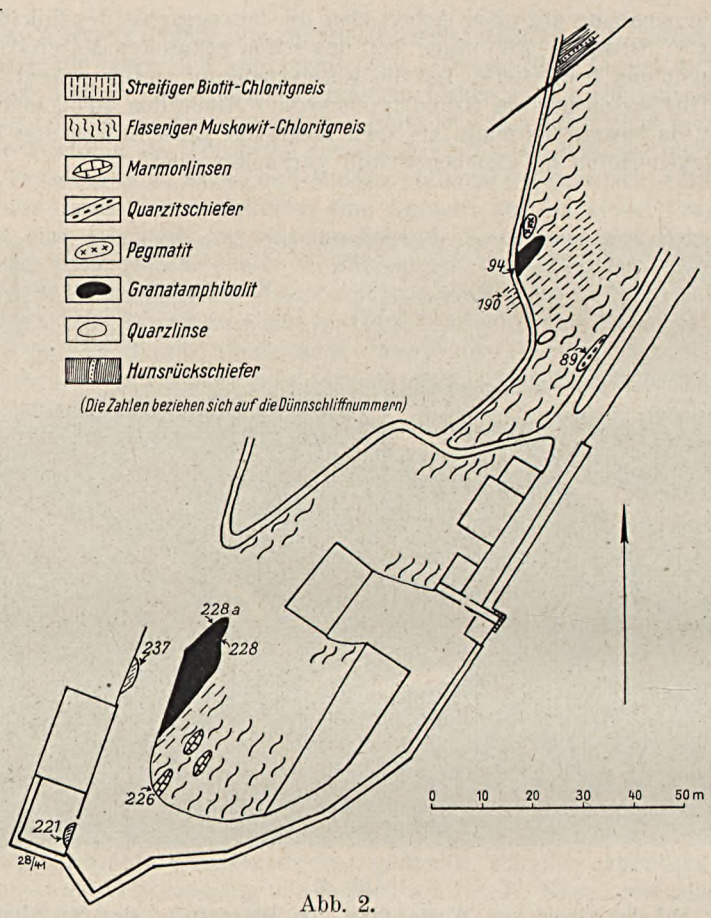


Abb. 2.
Geologische Kartenskizze von Wartenstein.

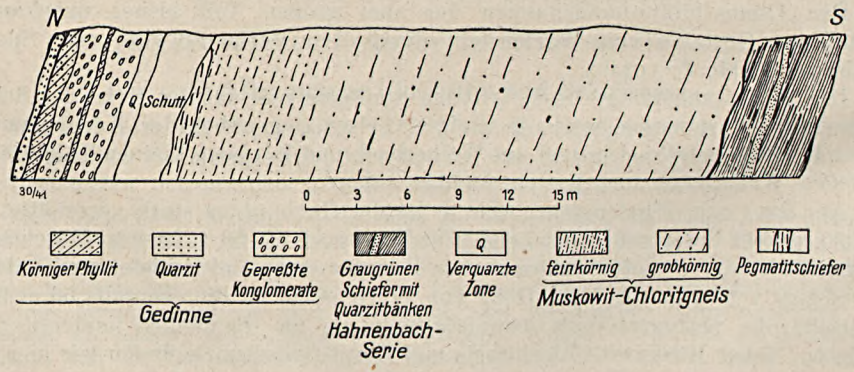


Abb. 3.
Profil durch den Gneis von Wartenstein, Ostabhang Hahnenbach.

die Mächtigkeit kurz vor der oberen scharfen Kehre der Fahrstraße zum Schloß Wartenstein nur noch 25 m. Nördlich der kleinen Störung, die durch die Wiese an der gleichen Fahrstraße geht, streicht der Gneis nicht mehr wie bisher N 50° O, sondern N 30° O und keilt, kurz bevor der Wald am Plateaurand aufhört, aus.

Der Gneis an der Kauchersmühle ist vom Wartensteiner Zug durch eine kleine Querstörung getrennt, wie solche im Untersuchungsgebiet häufig sind. Der Gneis läßt sich von der Kauchersmühle, 30 m mächtig, in Streichrichtung S 55° W bis auf die Höhe des Hülferskopfes verfolgen, wo er schmäler wird und bald verschwindet.

Ein größeres Vorkommen befindet sich bei Griebelschied im Weiherbachtal. Eine SSO-NNW streichende Verwerfung trennt einen weniger mächtigen (maximal 25 m) von einem größeren östlichen Teil (70 m). In der streichenden Fortsetzung nach SW ist der Gneis mit seinen pegmatitischen Ausscheidungen intensiv vergrust und verschwindet schließlich unter der Permbedeckung.

Aus dem Kartenbild (Taf. 15) und den Mächtigkeitsschwankungen ist ersichtlich, daß der Gneis keinen durchgehenden Zug bildet, sondern in einzelne Linsen aufgelöst ist, die hintereinandergereiht, von SW nach NO verlaufen.

b) Die kristallinen Gesteine

Außer den schon von Tilmann & Chudoba (1931a) beschriebenen Gneistypen, dem geschieferten Pegmatit und Plagioklasamphibolit, wurden eine Reihe weiterer kristalliner Gesteine erstmalig gefunden.

1. Gneise

α) Flaseriger Muskowit-Chloritgneis

Am weitesten verbreitet ist ein flaseriger, grüner Muskowit-Chloritgneis. Er tritt an allen oben beschriebenen Örtlichkeiten auf. Die in einer chloritisierten Grundmasse liegenden hellen Quarz- und Feldspatkörner verleihen dem Gestein ein gesprenkeltes Aussehen. Die ursprüngliche Schieferung des Gneises ist durch eine neue Richtung überprägt worden. Treppenförmige Absätze mit Rutschstreifen in den weichen Muskowit- und Chloritlagen zeigen die neue Bewegungsrichtung an. Frisches Material stammt aus dem Weiherbach bei Griebelschied (Schliff 109).

U. d. M. sieht man, daß die granoblastischen Gemengteile von stark chloritisierten und serizitisierten Glimmern getrennt werden. Die großen, stark undulösen und zerbrochenen Quarzkörner (Abb. 4) sind meist gedehnt. Mit dem Feldspat sind sie stellenweise innig verzahnt, meist aber durch chloritische Substanz getrennt. Auf den Klüften innerhalb des Quarzes befinden sich zahlreiche, zu den Grenzflächen senkrecht stehende Serizitschüppchen. Haupteinschlüsse sind Flüssigkeit, Chlorit und Turmalinnädelchen.

Xenomorphe und meist stark zersetzte und undulöse Feldspäte überwiegen mengenmäßig gegenüber dem Quarz. Die Zwillingsstreifen der Plagioklase (Oligoklas mit einem An-Gehalt von durchschnittlich 25 %) [1]) sind oft stark verbogen, zerbrochen und um kleine Beträge versetzt. Die noch stärker zersetzten Orthoklase lassen sich nur schwer von den Plagioklasen unterscheiden. Einschlüsse in den Feldspäten sind Apatit und Zirkon. Neugebildete, frische und tektonisch nicht beanspruchte Plagioklase lagern sich stellenweise randlich an die zersetzten Feldspäte an.

Die lappigen und zerrissenen Muskowite enthalten zahlreiche Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen. Sie sind oft in Chlorit umgewandelt, der dann noch stärker zerfasert ist. Außer diesen kommen noch intensiv grüne Vermiculit-Chlorite vor.

[1]) Die Plagioklasbestimmungen verdanke ich Herrn cand. min. J. Frechen (Universal-Drehtischmethode).

Spärliche Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon, Erzkörner und Granat. Wo der Granat auftritt, ist er weniger zersetzt als vielmehr zertrümmert und bewegt worden.



Abb. 4.
Flaseriger Muskowit-Chloritgneis. Weiherbachtal bei Griebelschied. Kataklase und Undulösität der Quarze. Serizitisierung der Feldspäte. Vergr. 24×, + Nic..

Feinkörnige Abarten des Muskowitgneises sind durch reichlich feinschuppigen, chloritischen Glimmer ausgezeichnet. Die Schieferungsflächen erhalten dadurch einen besonders fettigen Glanz (frisch im Aufschluß Weiherbachtal). Der Muskowitgneis verwittert sehr leicht zu einem mürben, braunen Grus. Bei der Zersetzung treten die Muskowite immer mehr zurück, so daß man stellenweise von Serizitgneisen sprechen kann, die aber nur durch den größeren Verwitterungsgrad von den Muskowitgneisen zu trennen sind.

β) Streifiger Biotit-Chloritgneis

Einen gänzlich anderen Typus stellt Handstück 221 dar, aus einem allerdings ganz kleinen Aufschluß im Schloßgarten von Wartenstein (Abb. 2).

Das harte Gestein ist kompakt und deutlich lagenförmig durch Wechsel von feldspat- und glimmerreichen Lagen. Die Lagentextur wird unter etwa 50° treppenförmig von einem Kluftsystem durchsetzt, an dem sich kleine Bewegungen abgespielt haben. Der Biotit-Chloritgneis besitzt flaches Einfallen von 20° nach SW. Hier scheint die ursprüngliche Schieferung des Gneises noch erhalten zu sein, während bei den anderen Gneistypen die Aufprägung einer neuen Schiefer-

richtung durch die varistische Gebirgsbildung in Richtung der umgebenden paläozoischen Schiefer erfolgt ist.

U. d. M. (Schliff 221) ist der Gneis granoblastisch. Mengenmäßig überwiegen durchschnittlich etwa 0,5 mm große Feldspäte, meist Orthoklas. Ein geringer Teil ist Oligoklas mit einem An-Gehalt von 25 % (s. auch An-Gehalt Muskowitgneis). Kleine Serizitnadeln legen sich saumartig um die Feldspäte, während sie im Innern derselben maschenartig ineinandergreifen. In den größeren Feldspäten (bis zu 1,8 mm) sind zahlreiche Einschlüsse von Flüssigkeit, Chlorit, Calcit?-Rhomboeder und staubförmige Punkte zu beobachten.

Die tiefbraunen Biotite sind stellenweise, oft aber auch restlos, in einen blaßgrünen Chlorit umgewandelt. Als Einschlüsse kommen im Biotit Apatit, Turmalin und häufig Zirkon mit pleochroitischen Höfen, in den in Umwandlung begriffenen Biotiten außerdem nicht näher bestimmbar, kranzförmig gelagerte Erzkörner vor.

Von den reichlichen Nebengemengteilen Zirkon, Apatit, Kalkspat, Granat und Turmalin ist der letzte wichtig, weil er eine Trennung genetisch verschiedener Gneise auf Grund typomorpher Mineralien hinfällig macht (S. 112 und Abb. 5). Die nicht sehr zahlreichen idiomorphen Granatkristalle sind teilweise stark chloritisiert.



Abb. 5.
Streifiger Biotit-Chloritgneis. Schloß Wartenstein. Sehr häufig Biotit mit pleochroitischen Höfen um Zirkon. Oben rechts Turmalin. Vergr. 95×, // Nic..

Eine granatreiche Abart steht im Hof von Wartenstein am nordwestlichen Kontakt der Granatamphibolitlinse an. Das graugrüne Gestein ist sehr frisch, die Lagentextur weniger deutlich, kleine Granatkristalle sind in hellen Lagen angehäuft.

U. d. M. (Schliff 237) unterscheidet sich das Gestein von dem vorigen durch einen etwas höheren Quarzgehalt; nur stellenweise überwiegt Feldspat, der aber meist vollkommen serizitisiert ist. Die zahlreichen 0,1—0,5 mm großen Granate sind verhältnis-

mäßig frisch (Abb. 6). Zerreißungen in der Nähe von kleinen Klüften sind mit Kalkspat und Chlorit ausgeheilt, die Klüfte selbst mit Kalkspat. Der Biotit ist gänzlich von Chlorit verdrängt.

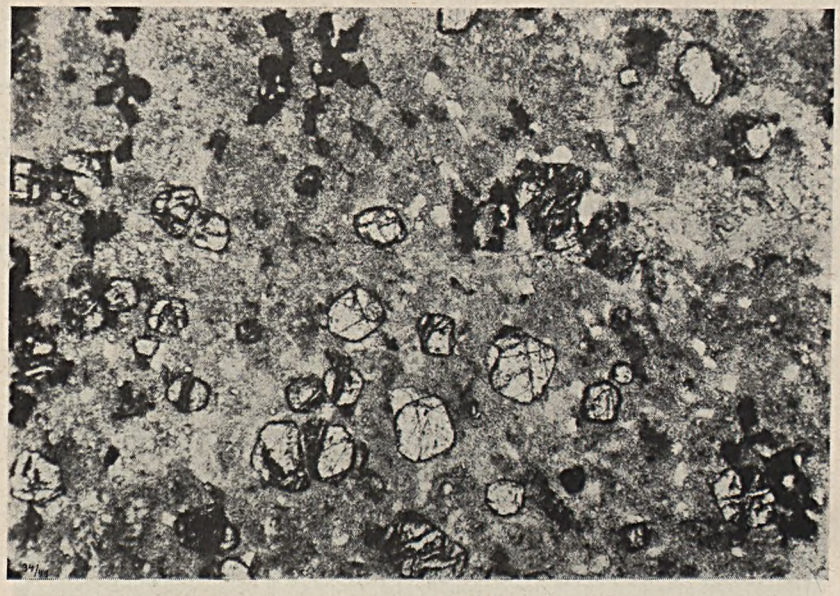


Abb. 6.
Granatreicher Biotit-Chloritgneis. Schloß Wartenstein. Feldspäte vollkommen serizitisiert. Vergr. 24×, // Nic..

Ein flaseriger Biotit-Chloritgneis (Handstück 235), der in seinem äußeren Habitus von allen bisherigen Gneisarten verschieden ist, fand sich als Lesestück am Fußweg, der nördlich der Kauchersmühle zur Schloßhöhe führt, etwa 20 m vor der oberen Steilkurve.

Das schwarzgraue Gestein gleicht mehr einem Glimmerschiefer, aber das mikroskopische Bild zeigt, daß es sich mehr um einen feinkörnigen, flaserigen Gneis handelt. Die zahlreichen, z. T. stark chloritisierten Biotite liegen eng zusammen und bedingen so den starken Glanz und die einheitlich dunkle Farbe. Reichliche Rutilnädelchen laufen als Einschlüsse im Biotit parallel oder bilden ein „Sagenitgewebe". Nebengemengteile sind Apatit, Granat, Kalkspat und Pyrit.

Neben den Gneisen kommen noch eine Reihe weiterer metamorpher Gesteine vor, die räumlich sehr beschränkt sind, aber teilweise für die Frage nach dem Ausgangsmaterial der Gneise von Bedeutung sind. Es sind dies gepreßte Quarzite, Marmor, Hornfels, Amphibolite und Pegmatite.

2. Serizitischer Quarzitschiefer

Heller, serizitischer Quarzitschiefer steht auf der Höhe von Schloß Wartenstein an (Abb. 2).

U. d. M. (Schliff 89). Die undulös auslöschenden Quarzkörner liegen in einer serizitisch-chloritischen Grundmasse. Die Serizit- und Chloritnadeln, die meist der Schieferungsrichtung parallel laufen, bilden nur selten strahlige Aggregate. Weitere Beimengungen sind Apatit und Pyrit.

3. Marmor

Im Schloßhof von Wartenstein (Abb. 2) fanden sich drei bis 15 cm dicke Linsen eines grobkörnigen, grauen Marmors mit glänzenden Kalkspatflächen, die mitunter rotbraun bis dunkelrot gefärbt sind. Die Marmorlinsen, die im Muskowit-Chloritgneis liegen, sind stark durchbewegt, z. T. geschiefert und glänzen an den Kontaktflächen gegen den Gneis phyllitisch, weil gneisiges Material mit verschiefert wurde.

U. d. M. (Schliff 226) sieht man nur Kalkspat mit kleinen staubförmigen Beimengungen. Brauneisenabsätze sind sekundär. Es handelt sich also um einen sehr reinen Marmor. Die Kristalle weisen ein doppeltes System von sich kreuzenden Zwillingslamellen auf, die älter sind als kleine, mit Quarz (undulös) und Kalkspat ausgeheilte Klüfte, an denen die Zwillingslamellen abgeschleppt und um kleine Beträge versetzt sind.

4. Hornfels

Bei der Kauchersmühle kommt in den Gneisen eine etwa 10 cm breite, linsenförmige Einlagerung von dichtem, schwarzgrünem Hornfels vor. Unter der Lupe erkennt man kleine Muskowitblättchen und verteilte, bis zu 2 mm große Quarzkörner.

Anzeichen von Schichtung oder Schieferung sieht man erst u. d. M. (Schliff 245). Die chloritische Grundmasse bedingt die einheitlich grüne Farbe. Größere Chlorite sind stark pleochroitisch: $n\alpha$ = hellgelblich; $n\beta$ = grün; $n\gamma$ = grün. Die Doppelbrechung ist gering. Es handelt sich demnach um Pennin. Außer Muskowit kommt noch ein grüner Glimmer vor, der aber zu klein ist, um genaue optische Daten zu liefern. Wahrscheinlich ist es Chromglimmer, wie er ja aus Hornfelsen bekannt ist.

An einzelnen Stellen sind undulös auslöschende Anhäufungen von Quarz, Feldspat und Muskowit vorhanden. Die randlich serizitisierten Feldspäte haben Einschlüsse von Titanit, Muskowit und Rutil.

Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon und wenig Magnetit.

5. Amphibolite

Eine etwa 3 m mächtige Linse von granatfreiem Amphibolit findet sich bei Griebelschied an dem kleinen Weg oberhalb der westlichen Seite des Weiherbachs und zwar an der Stelle, wo der Weg aus seiner N-S-Richtung nach O-W umbiegt. Der stark geschieferte Amphibolit fällt mit 85° nach S ein.

Eine Linse von Granatamphibolit kommt im Schloßhof von Wartenstein vor, ein weiterer Aufschluß befindet sich in unmittelbarer Nähe an dem kleinen Weg, der am oberen Hang nördlich der alten Eiche vorbeiführt. Beide Aufschlüsse sind durch Gestrüpp verdeckt.

α) Granatfreier Amphibolit

Handstück 144 stammt aus dem Aufschluß bei Griebelschied. Die Schieferung des harten, graugrünen Amphibolits kommt durch den Wechsel von grünen, bis 3 mm dicken und schwarzgrauen, bis 1 cm dicken Lagen zum Ausdruck. Die hellen Lagen sind oft zerfressen.

U. d. M. Die Struktur (Abb. 7) ist nematoblastisch. Die dunklen Lagen bestehen vorwiegend aus großen, xenomorphen, grünen Hornblenden mit Einschlüssen von Titanit (häufig) und Zirkon. Die optischen Daten: $n\alpha$ = gelbgrün; $n\beta$ = bräunlich; $n\gamma$ = grün bis braun; $n\gamma/c = 22°$.

Titanite bilden durch die Aneinanderreihung einzelner spindelförmiger Kristalle traubenförmige Aggregate mit Einschlüssen von Ilmenit. Magnetit ist stark verbreitet.

Vereinzelte, aber auch schon stark zersetzte und nicht näher bestimmbare Plagioklase

deuten daraufhin, daß die serizitische Grundmasse der hellen und dunklen Lagen aus solchen hervorgegangen ist.

In den hellen Lagen treten die Hornblenden stark zurück, der Serizitgehalt nimmt dagegen zu. Weiterhin tritt ein schmutzig-weißer bis farbloser Augit und vereinzelt Quarz auf. Die Ausbildung der stark eingebuchteten diopsidischen Augite ($n\gamma/c = 47°$) ist unvollkommener als die der Hornblenden. Zerlappte und körnige Formen sind vorwiegend. Stellenweise macht sich durch eine leichte Grünfärbung bei gleichzeitiger Erniedrigung der Doppelbrechung eine beginnende Uralitisierung bemerkbar. Einschlüsse sind ähnlich wie in den Hornblenden Titanit.



Abb. 7.
Geschieferter Amphibolit. Weiherbach bei Griebelschied. Mitte augitfreie Lage, oben und unten Augit und Hornblende. Feldspäte serizitisiert. Vergr. 24×, // Nic..

An diesen Amphibolit ist ein weiterer anzureihen, der sich im Schloßhof von Wartenstein als Lesestück fand. Das Gestein besteht aus dunklen, stärker geschieferten Partien, in die kleine, kalkreiche, helle Linsen eingewalzt sind.

Ein Dünnschliff (236) stammt von der Stelle, wo die hellen und dunklen Partien aneinanderstoßen.

Ähnlich wie im vorigen Gestein bestehen die dunklen Lagen vorwiegend aus allerdings stark chloritisierten Hornblenden. Frischere Individuen haben folgende optische Eigenschaften: $n\alpha$ = bräunlich-grün; $n\beta$ = lichtgrün; $n\gamma$ = gelbgrün; $n\gamma/c = 18°$. Titanit und Apatit sind häufig, letzterer auch als Einschluß in Hornblende. Kalkspat und serizitisierte Feldspäte sind nicht so reichlich vorhanden wie in den hellen Lagen, die sich nur dadurch von den dunklen unterscheiden.

Bei stärkerer Schieferung und Augitbildung würde ein ähnlicher Amphibolit entstehen, wie er bei Griebelschied vorkommt.

β) Granatamphibolit

Die tektonisch verschieden beanspruchte Linse von Granatamphibolit im Schloßhof von Wartenstein ist an den Rändern stark geschiefert, in der Mitte teilweise noch vollkommen kompakt.

Der massige, schwarze Granatamphibolit aus der Mitte der Linse ist sehr hart und frisch. Makroskopisch fallen bis 2 mm große, blaßrote Granate und reichlich Pyrit auf.



Abb. 8.
Granatamphibolit. Schloß Wartenstein. In den inneren Partien der Linse keine Durchbewegung. Granat stark zerklüftet, teilweise zersetzt. Vergr. 24×, // Nic..

U. d. M. (Schliff 228, Abb. 8) liegen die einzelnen Bestandteile richtungslos durcheinander. Durchschnittlich 0,05 mm große und bei der engen Verzahnung mit den serizitisierten Plagioklasen nicht gut ausgebildete (meist Längsschnitte) Hornblenden überwiegen bei weitem: $n\alpha$ = gelblich-grün; $n\beta$ = braungrün; $n\gamma$ = grün; $n\gamma/c = 19°$. An Einschlüssen kommen in den meist frischen Hornblenden Apatit, weniger Zirkon und Magnetit vor.

Quarz mit Flüssigkeitseinschlüssen ist sehr selten, Magnetit und Pyrit häufiger.

Zahlreiche ungleichmäßig verteilte, blaßrote bis farblose Granatkristalle sind stark zerklüftet und teilweise chloritisiert. Ein breiter Kranz chloritischer Substanz gibt die ursprüngliche Größe und Form der Kristalle an, die aber auch im Innern zersetzt sind: Frische Bruchstücke schwimmen oft mit scharfen Grenzen in einer chloritischen Masse. Die Granate sind wohl zerrissen, aber nicht bewegt worden.

Dagegen sind die etwas helleren, makroskopisch granatfreien randlichen Partien stark geschiefert.

U. d. M. (Schliff 228a, Abb. 9) ist eine deutliche Lagentextur zu erkennen: Hornblenden wie Granate sind zerrissen und aneinandergereiht, alle härteren Mineralien in

kleine Körner aufgelöst (die dunklen Punkte in Abb. 9 sind Ilmenit und Magnetitbruchstücke). Die Schieferung bewirkt auch eine stärkere Verwitterung des Gesteins.

Der Mineralbestand hat sich wenig geändert, nur kommen Titanitkränze um Ilmenitkörner sowie Kalkspat hinzu.

Die nur kleine Granatamphibolitlinse am oberen Hangweg bei Wartenstein (Abb. 2) ist dementsprechend noch stärker geschiefert und erinnert makroskopisch überhaupt nicht mehr an die dem Mineralbestand nach gleichen Granatamphibolite im Schloßhof. Trotz der starken Verwitterung sind die Hornblenden noch auffallend frisch. Ebenfalls frische, zwillingsgestreifte Plagioklase sind Neubildungen.



Abb. 9.
Geschieferter Granatamphibolit. Schloß Wartenstein. Gleiche Linse wie Abb. 8, aber randliche Partie. Zertrümmerung der Granate und Durchbewegung. Vergr. 24×, // Nic..

Die Textur der Granatamphibolite erinnert an die Diabase und Quarzite bei Kallenfels (s. unten), die auch durch die varistische Bewegung randlich stark verschiefert sind.

6. Pegmatite und Pegmatitschiefer

Pegmatische Adern wurden von Lepsius (1887—1892, S. 31) und Gosselet (1890) von der Kauchersmühle erwähnt. Die Aufschlußverhältnisse erlauben heute keine Nachprüfung dieser Angaben mehr. Genauer beschrieben wurden geschieferte Pegmatite (Plagioklasschiefer) von Tilmann & Chudoba (1931 a). Die Pegmatite bzw. geschieferten Pegmatite kommen nur innerhalb des Gneises, dort aber an verschiedenen Stellen vor:

Als feste Adern in verwittertem Gneis sowie in den geschieferten Amphiboliten bei Griebelschied und im Weiherbach.

In guten Aufschlüssen am Abhang vom Schloß Wartenstein zum Hahnenbach hin bilden Pegmatitschiefer bis 1 m mächtige Adern in den Gneisen (Abb. 3).

Als grober, ungeschieferter Pegmatit am oberen Hangweg nördlich der alten Eiche bei Schloß Wartenstein (Abb. 2).

In enger Beziehung zur Lagerung steht die Verschieferung der Pegmatite: Die steilstehenden Adern (konkordant zu den varistisch beanspruchten Schichten) sind vollkommen verschiefert, während die flachliegenden wohl tektonisch stark beansprucht, aber nicht so stark verschiefert sind und noch deutlich den Charakter eines Pegmatits haben.

Von Quarz, Feldspat (Oligoklas nach Chudoba) und Muskowit überwiegt der Oligoklas. Muskowit kann fehlen, bildet aber zuweilen bis zu 2 cm dicke Lagen.

Im Dünnschliff zeigen sich die nicht verschieferten Pegmatite tektonisch stark beansprucht; die Quarze sind undulös, zeigen Kataklase und spießen seitlich in die Feldspäte hinein.

Bei den geschieferten Pegmatiten ist der Quarz in ein Haufwerk kleiner, später wieder verkitteter Körner, der Plagioklas in schmale Streifen zerlegt, Quarz und Feldspat geradezu vermischt und stark undulös. Die Muskowite dagegen schmiegen sich den unebenen Schieferungsflächen an.

c) Die Umgebung der kristallinen Schiefer

Auf der Höhe von Wartenstein grenzt der Gneis im N an steilstehende graue, ebene, phyllitische Schiefer mit meist linsenförmig ausgequetschten Quarzitbänken. Die südliche Grenze ist hier verschüttet.

Am Abhang zum Hahnenbach hin begrenzen den Gneis im N (Abb. 3) steil nach NW einfallende bunte, körnige Phyllite und Konglomerate (Gedinne), im S graue phyllitische Tonschiefer mit Quarzitlinsen (Hahnenbach-Serie). Besonders hier sind an einigen Stellen die vollkommen scharfen Grenzflächen freigelegt. Nirgendwo sind Übergänge zwischen den phyllitischen Schiefern und dem Gneis vorhanden.

Gut aufgeschlossen ist die Nordgrenze bei der Kauchersmühle (Abb. 10). Auf den Gneis folgen stark ausgewalzte Konglomerate, dann abwechselnd bunte, körnige Phyllite, Quarzite und Konglomerate. Unmittelbar zwischen Gneis und Gedinne finden sich pyrithaltige Quarzabsätze. Südlich des Gneises kommen in einiger Entfernung die gleichen dunkelgrauen, phyllitischen Schiefer mit Quarzitein lagerungen wie an der Südgrenze bei Wartenstein vor.

Im Weiherbachtal sind nördlich des Gneises keine Gedinneschichten mehr vorhanden. Der Gneis steckt hier beiderseits in grauen, phyllitischen Schiefern, ebenfalls ohne Übergänge.

Der Gneis ist demnach fremdartig paläozoischen Tonschiefern, Quarziten und Konglomeraten eingeschaltet. Die paläozoischen Gesteine sind selber tektonisch stark beansprucht (Phyllitisierung, gestreckte Gerölle, Quarzitlinsen).

d) Deutung der Feldbeobachtungen und der mikroskopischen Untersuchung

Eine Zweiteilung in alten Gneis aus dem Untergrund und in Gneis, der durch Metamorphose der benachbarten paläozoischen Sedimente entstanden ist, ließ sich aus folgenden Gründen nicht aufrechterhalten:

Anscheinend charakteristische Mineralien (Turmalin und Zirkon mit pleochroitischen Höfen) kommen gemeinsam vor und schließen sich demnach nicht gegenseitig aus.

Pegmatite bzw. geschieferte Pegmatite kommen nur in den kristallinen Schiefern, niemals aber im Paläozoikum vor.

Die Grenzen Gneis—paläozoische Sedimente sind scharf. Irgendwelche Übergänge fehlen.

Die kristallinen Schiefer sind vielmehr ein einheitlicher, von den Gesteinen der Umgebung petrographisch getrennter Komplex.

Die erstaunliche Tatsache, daß auf einem Gebiet von nur 50 m Breite derart verschiedenartige Gesteine sich drängen, macht den sedimentären Ursprung des größten Teiles derselben wahrscheinlich. Zudem sind sicher umgewandelte Sedimente, wie Marmor und serizitischer Quarzitschiefer, in engem Verband mit dem flaserigen Muskowit-Chloritgneis vorhanden. Diese Gneise sind demnach als metamorphe Sedimente aufzufassen, zumal irgendwelche Kontaktmineralien in den eingeschlossenen Sedimentschollen fehlen.

Dagegen deutet der Mineralbestand der streifigen Biotit-Chloritgneise auf umgewandelte Granite hin. Auch das lokale Vorkommen an einer einzigen Stelle auf der Höhe von Schloß Wartenstein ist dafür bezeichnend, während die Muskowit-Chloritgneise überall verbreitet sind.

Über den Ursprung der Amphibolite läßt sich wenig aussagen. Handstück 236 mit den eingewalzten, kalkreichen Lagen weist auf eine Wechsellagerung von Mergeln mit unterschiedlichem Kalkgehalt hin.

Jünger als diese Gneise und Amphibolite sind die Pegmatite. Ihre teilweise Verschieferung fällt in die Zeit der varistischen Gebirgsbildung (die Schieferungsrichtungen in den Pegmatiten und Granatamphiboliten sind die gleichen wie im angrenzenden Paläozoikum). Die Pegmatite deuten auf einen Granit in der Tiefe hin. In der Tat sind granitische Auswürflinge von Bruhns (1908) aus dem Basalttuff von Schweppenhausen im benachbarten Guldenbachtal beschrieben worden.

In seiner tektonischen Stellung ist der Gneis nach Tilmann (Tilmann & Chudoba 1931 a) der Kern einer verquetschten Antiklinale. Für einen solchen Antiklinalbau lassen sich jedoch keine Beweise bringen (s. S. 123). Aus den Aufschlußverhältnissen ergibt sich vielmehr, daß der Gneis eine hochgepreßte Scholle des kristallinen Untergrundes ist, wie es Scholtz (1934) bereits vermutete.

Bei der varistischen Hochpressung dieser Scholle wurde der Mineralbestand weitgehend umgewandelt. Die kristallinen Gesteine erhalten epizonalen Charakter (Chloritisierung der Glimmer, Serizitisierung der Feldspäte). Am stärksten davon betroffen wurde der Muskowitgneis (Paragneis), der auch äußerlich durch seine grüne Farbe und geringe Härte den hohen Gehalt an Chlorit verrät, während der Biotitgneis weniger stark umgewandelt ist und, im Gegensatz zu den Muskowitgneisen, stellenweise seine alte, von der varistischen abweichende Schieferungsrichtung beibehalten hat.

Bei den Amphiboliten äußert sich die epizonale Überprägung in der vollkommenen Serizitisierung der Feldspäte, weiterhin ist der Granatamphibolit seitlich stark verschiefert. Die Chloritisierung der Hornblenden und Augite ist noch nicht weit vorangeschritten, hat z. T. überhaupt noch nicht begonnen, während

das beim Granat schon öfters der Fall ist. Für die Epi-Amphibolite charakteristische Mineralien wie Zoisit und Epidot fehlen noch vollkommen.

Zwei weitere Vorkommen kristalliner Gesteine im südlichen Hunsrück haben z. T. große Ähnlichkeit mit den Wartensteiner Gneisen. Die Serizitgneise von Schweppenhausen im Guldenbachtal (Beyenburg, 1930) entsprechen makroskopisch den flaserigen Muskowit-Chloritgneisen von Wartenstein. Die Gesteine sind bei Schweppenhausen schlechter aufgeschlossen und stark verwittert. Einen geschieferten Pegmatit, wie er bei Wartenstein häufig ist, fand Grebe (Slg. geol.-paläontol. Inst. Bonn) auch bei Schweppenhausen.

Neuerdings hat Nöring (1939) den Gneis, den Grebe (1881) aus der Umgebung von Herrstein angeführt hat, bei Morschied neu entdeckt. Nöring beschreibt Granit-, Muskowit- und Feldspatgneise, Gesteine, die auch bei Wartenstein vorkommen. Das geologische Auftreten ist das gleiche wie bei Wartenstein, die paläozoischen Sedimente werden durchspießt. Interessant ist, daß an der Nordseite ähnliche Gesteine vorkommen wie bei Wartenstein, konglomeratische Sandsteine und dunkle Quarzite. Die Kartenskizze bei Nöring ist auf Grund von Lesestücken entworfen und dürfte vielleicht in Analogie mit dem Vorkommen von Wartenstein so gedeutet werden, daß die konglomeratischen Sandsteine (nach Nöring Gedinne) zuerst auf den Gneis folgen und dann erst Tonschiefer mit grauen Quarziten (nach Nöring Kambrium ??). Die Tonschiefer mit den grauen Quarziten würden dann unseren Hunsrückschiefern entsprechen, die ebenfalls dunkle Quarzite enthalten.

C. Devon

Sicheres Devon nimmt den Raum nördlich von Wartenstein ein. Nur bei Hahnenbach kommt hier in den Hunsrückschiefern die Kallenfels-Serie vor. Es sind bisher nur Sedimente des Unterdevons bekanntgeworden (Gedinne, Taunusquarzit, Hunsrückschiefer). Auffälligerweise fehlen die Hermeskeilschichten.

I. Oberes Gedinne

Bunte, körnige Phyllite sind an der Nordgrenze des Wartensteiner Gneises (Abb. 10) eng verknüpft mit grünen Quarziten und roten Konglomeratbänken (Tilmann & Chudoba 1931 a). Die körnigen Phyllite sind etwas matter als die bunten Phyllite südlich von Wartenstein. Zahlreiche bis 1 cm lange, gestreckte und zerlegte Quarzkörner verleihen den Schieferungsflächen ein gerunzeltes Aussehen. Feldspäte sind stark verwittert, Glimmer selten vorhanden. Auffallend ist der hohe Gehalt an bis zu 0,1 mm großen Turmalinkörnern mit blauen und grünen Polarisationsfarben (die Turmaline im Wartensteiner Kristallin haben nur braune Polarisationsfarben). Granat und Titanit, die beide im angrenzenden Kristallin so häufig vorkommen, fehlen vollkommen.

Rote und graue konglomeratische Sandsteine und feine Konglomerate (Gerölle nur bis zu 2 cm) sind stark geschiefert. Zahlreiche Muskowitblättchen verleihen der Oberfläche im frischen Zustand einen starken Glanz.

Auch u. d. M. (Konglomerat Schliff 202) sind außer den zahlreichen gestreckten und scharfkantigen Quarzen keine anderen Komponenten zu beobachten (Abb. 11). Die Quarze sind tektonisch stark beansprucht und löschen undulös aus. Die Zwischenmasse besteht aus Nadeln und Schuppen von Chlorit, die mit Serizit wechsellagern und sich eng an die Quarze anschmiegen. Sie dürfte z. T. aus phyllitischem Material hervorgegangen sein.

Reichlich vorhanden ist Brauneisen.

Petrographisch gibt es keine Anhaltspunkte dafür, daß die Konglomerate über den Gneis transgredieren, wie das aus den Aufschlußverhältnissen geschlossen werden könnte. Es fehlen in den Konglomeraten jegliche kristallinen Komponenten, und auch die mit den Konglomeraten eng verknüpften körnigen Phyllite lassen die im Gneis so häufig vorkommenden Mineralien wie z. B. Granat und Titanit vermissen.

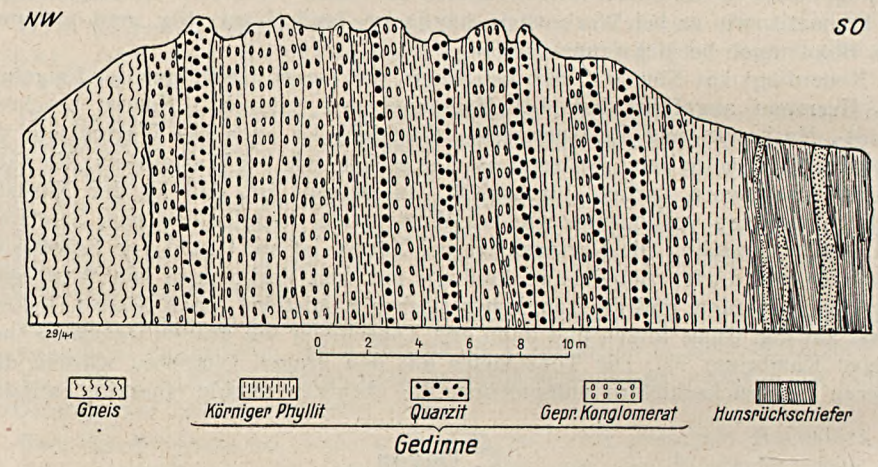


Abb. 10.
Gedinneprofil bei Kauchersmühle.

Tilmann (Tilmann & Chudoba 1931 a) faßt diese Gesteinsreihe als Basis des Gedinne auf, während Verf. sie mit Asselberghs & Henke (1935) ins obere Gedinne stellt (Schichten von Oignies). Die Konglomerate von Kauchersmühle sehen manchen Konglomeraten bei Aßmannshausen (oberes Gedinne) zum Verwechseln ähnlich, nur daß letztere neben Quarz noch Kieselschiefer und Quarzit (Wagner & Michels 1930, S. 22) führen. Hierbei ist zu beachten, daß im Hahnenbachtal vielleicht ältere Quarzite und Kieselschiefer noch anstehend vorhanden und einer früheren Erosion (falls sie wirklich älter sind als Gedinne) noch nicht zum Opfer gefallen sind.

Das obere Gedinne, das bei Kauchersmühle direkt an den Gneis grenzt, steht nicht in direktem Transgressionsverband mit diesem. Es fehlen in den Konglomeraten jegliche kristallinen Komponenten oder Mineralien wie Granat und Hornblende, die im Kristallin so häufig sind. Es ist also durchaus möglich, daß tiefere Horizonte als oberes Gedinne ursprünglich hier zur Ablagerung gekommen sind.

II. Taunusquarzit

Morphologisch am stärksten hervortretend sind die Taunusquarzite. Der langgestreckte, weithin sichtbare Höhenzug des Lützelsoon begrenzt das Gebiet im Norden (Abb. 1, im Hintergrund). Wie aus den guten Aufschlüssen an der Straße Rudolfshaus—Hahnenbach hervorgeht, bildet der Taunusquarzit hier einen Sattel und verschwindet im Südwesten etwa 250 m südwestlich von P. 452 bei Sonnschied, indem die Sattelachsen mit durchschnittlich 15° nach SW untertauchen.

Nach Fossilfunden von Kayser (1881, 1883), Opitz (1932), Asselberghs & Henke (1935) und Grebe (bei Kutscher 1937) handelt es sich um oberen Taunusquarzit.

Außer den bei diesen Autoren angeführten Fossilien fanden sich bei Bruschied häufig *Spirifer primaevus* Stein. und *Pleurodictyum problematicum* Goldf.

Die Quarzite wechsellagern mit bis zu 3 m mächtigen Tonschieferpaketen. Sie sind hell- bis dunkelgrau. Einzelne Bänke sind reich an zersetzten Feldspäten und verwittern dann leicht zu einem roten Sand. Auf Klüften finden sich bis zu 10 cm mächtige Schwerspatgänge sowie Brekzien aus Nebengestein, die mit rötlichem Schwerspat verkittet sind (Guter Aufschluß im Steinbruch 600 m östlich von Bruschied).



Abb. 11.
Gepreßte Gedinne-Konglomerate. Kauchersmühle. Vergr. 24×, // Nic..

Die mikroskopische Struktur der hellgrauen Quarzite (Schliff 241 von Bruschied) ist granoblastisch, wobei die einschlußreichen Quarzkörner (Flüssigkeit, Zirkon, Rutil, Pyrit) eine einheitliche Größe um 1 mm haben. Nur an wenigen Stellen ist zwischen den Quarzkörnern etwas Chlorit vorhanden.

Zahlreiche Muskowitschuppen zeigen durch ihre Einregelung gleichzeitig die Schichtung an. Zirkon, Turmalin, Apatit und teilweise stark zersetzter Magnetit sind reichlich vorhanden.

III. Hunsrückschiefer

Die Hunsrückschiefer entwickeln sich aus dem oberen Taunusquarzit durch Zunahme der Tonschiefer. Es sind schwarze, graue Tonschiefer, die mitunter sandig werden und dann zu den Quarzit- und sandigen Grauwackenbänken überleiten, die den Schiefern eingelagert sind. Diese härteren Bänke treten bei Franzmannsschmiede auch morphologisch in Erscheinung. Nördlich des Taunusquarzits bei

Rudolfshaus fand Kutscher (1934 a, 1937) in einer den Schiefern eingelagerten sandigen Bank eine Fauna, die nach Kutscher jünger ist als die oberen Siegener Schichten. Südlich des Lützelsoons wurden bisher keine Fossilien gefunden, aber in der streichenden Fortsetzung im Kellenbachtal konnte Kutscher (1934 b) nachweisen, daß es sich auch hier um Hunsrückschiefer handelt.

Außer einigen Crinoidenstielresten wurden im Untersuchungsgebiet keine Fossilien gefunden. Gegenüber den Taunusquarziten sind die quarzitischen Einlagerungen in den Hunsrückschiefern feinkörniger und ungleichmäßiger sortiert (0,03—0,06 mm). Nebengemengteile wie Zirkon, Turmalin, Chlorit und Magnetit sind nicht reichlich vorhanden, dagegen oft frische Plagioklase.

IV. Diabase innerhalb des Devons

Grobkörnige Diabase bilden im Hunsrückschiefer an mehreren Stellen konkordante Gänge. Von N nach S:

Ein isoliertes Vorkommen an den Hängen des Tälchens nördlich der Schleifmühle, links vom Hahnenbach.

Im Ort Hahnenbach zwei in größere Linsen aufgelöste, bis 15 m mächtige Züge, die von SW kommend sich nach NO bis ins Simmerbachtal (= Kellenbachtal) verfolgen lassen (v. Lasaulx 1878, F. H. Tilmann 1938).

Am Südende der Hahnenbacher Höhe kommt neben diesen beiden Zügen noch eine dritte, vereinzelte Linse vor.

An beiden Seiten des nördlichen Diabaszuges bei Hahnenbach deuten kontaktmetamorphe Veränderungen der Tonschiefer auf Intrusion hin.

D. Sedimente und Grünschiefer unbestimmten Alters

Im Süden von Wartenstein tritt eine mannigfaltige Folge von grauen und graugrünen Phylliten bzw. phyllitischen Tonschiefern mit Einlagerungen von grauen und schwarzen Quarziten, sandigen Grauwacken und Buntschiefern, ferner Alaunschiefer, Kalkknollenschiefer, hellgraue Quarzite und Diabase, Mandelsteingrünschiefer und kalkreiche Chloritalbitschiefer auf. Tilmann (Tilmann & Chudoba 1931 b) faßte die Kalkknollen- und Alaunschiefer unter der Bezeichnung „Kallenfels-Serie“ zusammen. Die bunten und graugrünen Schiefer wurden von ihm dem Gedinne zugerechnet, die hellgrauen Quarzite als Taunusquarzit und die grauen phyllitischen Schiefer mit den hellen und schwarzen Quarziteinlagerungen als Basis der Hunsrückschiefer gedeutet. Es besteht allerdings eine gewisse Ähnlichkeit mit den sicheren Hunsrückschiefern zwischen Wartenstein und Lützelsoon. Trotzdem läßt sich eine Gleichstellung der Schiefer südlich und nördlich von Wartenstein nicht rechtfertigen, weil den Hunsrückschiefern Einlagerungen von schwarzen Quarziten vollkommen fehlen und die Farbe der phyllitischen Schiefer südlich von Wartenstein mehr ins Grünliche geht, während die Hunsrückschiefer im allgemeinen dunkler sind.

Da in den Schiefern und Quarzitzügen südlich von Wartenstein bisher an keiner Stelle Fossilien gefunden wurden, die eine Alterbestimmung erlauben, ist ein Beweis, daß es sich bei diesen Gesteinsserien trotz petrographischer Ähnlichkeit mit benachbarten Gesteinen des Unterdevons, um unteres oder mittleres Unterdevon handelt, nicht zu erbringen.

Es ist daher zweckmäßig, die Sedimente südlich von Wartenstein bis zur Vorsoonwald-Serie mit neutralen Namen zu bezeichnen. Von Tilmann übernehme ich für die Kalkknollenschiefer und Alaunschiefer den Namen „Kallenfels-Serie", während alle übrigen Gesteine, Sedimente wie Eruptiva, als „Hahnenbach-Serie" zusammengefaßt werden.

I. Kallenfels-Serie

a) Sedimente

Tilmann (Tilmann & Chudoba 1931b) trennte Alaun- und Kalkknollenschiefer unter der Bezeichnung Kallenfels-Serie von seinen Soonwaldschiefern ab, weil er in ihnen Sedimente jüngeren Alters sah. Aus dem Auftreten dieser seltenen und charakteristischen Gesteine bis in den südlichen Taunus hinein ergibt sich die stratigraphische und paläogeographische Bedeutung des ganzen Sedimentkomplexes.

Es werden zuerst die Gesteine, danach ihre geographische Position geschildert.

Alaunschiefer, maximal 175 m mächtig, treten innerhalb des Untersuchungsgebietes an zwei Stellen auf:

Erstens bei Kallenfels, westlich der kleinen Schlucht am Nordabhang des Wehlenfels und, durch eine Querstörung versetzt, nördlich der Ruine Kallenfels und endlich ungefähr in der streichenden Fortsetzung zwischen Oberhausen und Carlshof.

Zweitens im Nordteil des Gebietes zwischen Hahnenbach und Wartenstein inmitten der Hunsrückschiefer. Die Alaunschiefer ziehen hier von Griebelschied herunter zur Stultzmühle und streichen auf der linken Talseite weiter fort, wo sie auf der Höhe unter Verwitterungsboden verschwinden.

Die besten Aufschlüsse liefern die kleinen Steilhänge über dem erst 1929 angelegten Wege von der Hahnenbachbrücke bei Kallenfels zum Kammerfels. Im südlichen Teil kommen in der Hauptsache leicht gewellte und fein gerunzelte phyllitische Tonschiefer vor. Nordwärts folgen, durch Übergänge mit ihnen verbunden, die äußerst feinschiefrigen, mitunter papierdünnen, schwarzen und abfärbenden Schiefer, die stellenweise die charakteristischen Alaunausblühungen haben.

Beiden Schiefern sind schmale kieselschieferartige Bänke eingelagert. In den Alaunschiefern kommt außerdem eine dolomitische Quarzitbank vor. Mitunter sind die Alaunschiefer selbst so kieselig und splittrig, daß man sie auch im Schutt auskartieren kann (auf der Höhe westlich vom Wehlenfels).

Bei Hahnenbach zeigen die Alaunschiefer keine so mannigfaltige Ausbildung. Ein sehr guter Aufschluß in dem durch Verwitterung teilweise stark aufgeblähten Schiefer befindet sich gegenüber der Stultzmühle. Das Gestein (Schliff 240) ist weniger hart, die Schichtflächen stark gerunzelt und glänzend durch reichlicheren Sericitgehalt.

Das mikroskopische Bild der Alaunschiefer ist etwas verschieden. Von den beiden untersuchten Schliffen stammt einer von dem oben erwähnten Weg Kallenfels—Kammerfels (66), der andere von Hahnenbach (240).

U. d. M. (Schliff 66). Hauptbestandteil sind feinkörnige Quarze, die, durch Kieselsäure verbacken, keine scharfen Grenzlinien haben. Einzelne Stellen ähneln den folgenden Kieselschiefereinlagerungen, enthalten jedoch im Gegensatz zu jenen bis 0,5 mm große Quarze, die durch ihre Zerlegung zahlreiche kleine Körner vortäuschen.

Muskowit und Serizitschuppen werden z. T. von umkristallisiertem Quarz eingeschlossen. Feinkörnige Apatite, Zirkone und Eisenglanzblättchen sind wenig verbreitet.

Bis 0,1 mm große, ursprüngliche karbonatische Rhomboeder enthalten winzige eisenreiche, gelatinöse Kügelchen, seltener Pseudomorphosen von Epidot.

U. d. M. (Schliff 240). Ein organisches Pigment verdeckt den Schliff sehr stark. Nur an wenigen günstigen Stellen erkennt man ineinander verflossene Quarzkörner und in reichlicherem Maße als im vorigen Schliff durchschnittlich 0,05 mm große Muskowit- und Serizitschuppen. Apatit und Zirkon sind spärliche Nebengemengteile.

Das Auffälligste sind kreisrunde, seltener trapezförmige und längliche Gebilde mit einem Durchmesser von 0,05—0,06 mm (Abb. 12). Diese offenbar organischen Reste können am Rand kleine Einbuchtungen haben. Auffällig ist die Erhaltung der ursprünglichen Form, trotz der starken Schieferung, die an diesen Gebilden vorbeigeht und nur einen etwa 0,15 mm großen Streckungshof um die Kügelchen verursacht. Diese Streckungshöfe liegen parallel und bilden mit der Schieferungsfläche einen Winkel von 45° und sind mit strahligen Chalcedonfasern ausgefüllt.

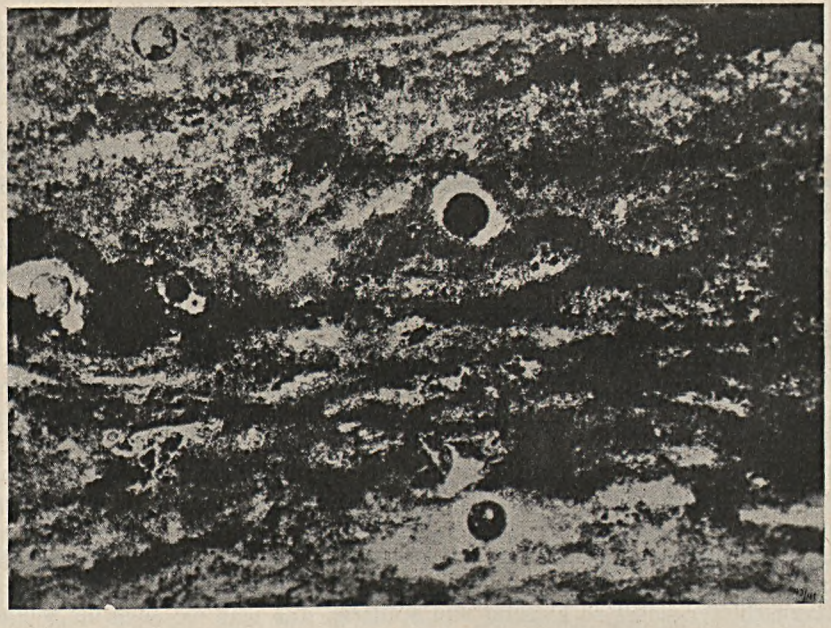


Abb. 12.
Alaunschiefer der Kallenfels-Serie. Hahnenbach. Reste von Mikrofossilien.
Vergr. 95×, // Nic..

Solche organischen Reste beschreibt v. Reinach (1904, S. 5) aus ähnlichen Alaunschiefern am Südrand des Taunus und vergleicht sie mit Radiolarien, die Cayeux (1894) in der Bretagne fand.

Die unreinen phyllitischen Kieselschiefer (beste Aufschlüsse in der kleinen Schlucht nördlich vom Wehlenfels) sind sehr hart, dünnbankig und gut spaltbar. Dickere schwarze und dünne, weiße Lagen wechseln miteinander. Pyrit findet sich vereinzelt, feine Quarzadern häufig. Auffällig ist ein leichter, aber schon mit verdünnter Salzsäure nachweisbarer Kalkgehalt.

Das mikroskopische Bild (Schliff 48) zeigt einen durch Chlorit, Serizit und Kalkspat verunreinigten Kieselschiefer. Die feinen einheitlichen, 0,02 mm großen Quarzindividuen verfließen ineinander.

Pyrit, Serizit und Kalkspat können einzeln so stark angereichert sein, daß sie mitunter dünne, linsenförmige Lagen bilden. Winzige, unregelmäßige Zirkon- und Apatitkörner, sowie nicht näher bestimmbare, staubförmige Verunreinigungen sind die restlichen Gemengteile. Fast alle Mineralien löschen undulös aus.

Unter 45° wird die Schichtung von kleinen Klüften durchsetzt, die mit Quarz und seltener mit Feldspat (Diabasgänge in unmittelbarer Nähe!) ausgefüllt sind.

Der etwas dolomitische Quarzitschiefer bildet im gleichen Profil eine ½ m mächtige Bank. Er ist frisch gelblich-grau und leicht in dünne Platten spaltbar. Infolge der Wegführung des Karbonatgehaltes versteckt sich das Gestein hinter einer dunkelbraunen verwitterten Rinde.

Die mikroskopische Struktur (Schliff 48) ist dünnschiefrig. Bis 0,7 mm große, dunkle Lagen aus verunreinigtem Kalkspat und Dolomit wechsellagern mit hellen Lagen, die einheitlich 0,03 mm große, spindelförmig gedehnte und in Chlorit eingebettete Quarzkörner enthalten.

Pyrit und Brauneisen sind häufig, Apatit vereinzelt.

Die dolomitischen Quarzitschiefer können keinem der übrigen Quarzite gleichgestellt werden.

Kalkige Manganknollen kommen nur in den Alaunschiefern bei Kallenfels vor. Sie sind durch besonders intensive Verwitterung zu einem stark färbenden Grus zerfallen.

Kalkknollenschiefer. Eng verknüpft mit den Alaunschiefern sind die sog. phyllitischen Kalkknollenschiefer. Es handelt sich um weiche, leicht gewellte, in frischem Zustand grünliche, silbergrau verwitternde Tonschiefer, die in sandige Kalkschiefer und schließlich in unreine, meist in Knollen aufgelöste, dolomitische Kalklagen übergehen.

Bei Hahnenbach bis 100 m mächtig, folgen sie dicht nördlich auf die Alaunschiefer.

Bei Kallenfels sind zwei Züge vorhanden, die durch ein schmales Band von bunten Schiefern der Hahnenbach-Serie getrennt werden. Ob die Kalkknollenschiefer das Liegende oder Hangende der Alaunschiefer sind, geht aus den Aufschlüssen nicht hervor.

Die sandigen Kalkschiefer werden erst nach Freilegung des bis 30 cm mächtigen Verwitterungsschutts sichtbar. Es sind blaugraue Schiefer, die aus dünnen, ebenen Lagen bestehen, von denen aber bei der Verwitterung nur ein brauner Mulm übrig bleibt.

U. d. M. (Schliff 246). Schichtung wird durch Wechsel von hellen, etwa 0,4 mm und dunklen, bis 0,1 mm dicken Lagen sichtbar. Die dunklen Lagen bestehen fast nur aus druckverzwillingten, durch Nadeln und Säume von Chlorit verunreinigtem Kalkspat, während in den hellen Lagen außerdem noch bis 0,03 mm große Quarzkörner vorhanden sind.

Der große Gehalt an äußerst feinkörnigem Pyrit bedingt die intensive Verwitterung.

Durch Zurücktreten der Quarzkörner gehen die sandigen Kalkschiefer schließlich in unreine, dolomitische Kalklagen über. Durchgehende Kalklagen sind selten (Schlucht zwischen Kammerfels und Wolfsknopf), größtenteils sind sie tektonisch in einzelne bis 50 cm mächtige Linsen aufgelöst, die bei der starken Gehängeschuttbildung der Schiefer erst freigelegt werden müssen.

Die Korngröße der Kalke wechselt. Bei Kallenfels überwiegen die dichten, blauen, bei Hahnenbach die feinkristallinen, fast schwarzen Varietäten.

Bei der Verwitterung erkennt man teilweise an einer groben Bänderung die ursprüngliche, stark getauchte Schichtung, die bei den feinkristallinen Kalken allerdings ausgelöscht ist.

Die Aussicht, in diesen tektonisch stark durchgearbeiteten Kalken Fossilien zu finden, ist sehr gering.

b) Diabase

Den Alaunschiefern am Wege von Kallenfels zum Kammerfels sind zwei konkordante, aber schmale Diabasgänge eingeschaltet; der südliche ist 1,60 m, der nördliche 2 m mächtig. Ihre Fortsetzung ist nirgends aufgeschlossen. Sie sind feinkörniger als die Diabase in den Hunsrückschiefern, sonst sind keine petrographischen Unterschiede vorhanden. Infolge ihrer geringeren Mächtigkeit und Feinkörnigkeit ist die tektonische Beanspruchung stärker, bis zur Zerstörung des Diabasgefüges an den Außenseiten, wo die ursprünglichen Komponenten in Albit und Kalkspat umgewandelt sind.

c) Verbreitung der Kallenfels-Serie am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges

Die Fortsetzung der außerhalb der Taleinschnitte überhaupt nicht nachweisbaren Alaun- und Kalkknollenschiefer des Hahnenbachtales befindet sich im Simmerbachtal, ebenfalls in mehreren Zügen, wo die Kalke als besonders gut entwickelte Lagen durch F. H. Tilmann (1938) bekannt wurden.

Schon 1826 fand Burkart am Gehänge des Weitersbachs bei Weitersborn Linsen eines schwarzen, kristallinen Kalkes, der in der streichenden Fortsetzung der Kalkknollenschiefer Griebelschied—Hahnenbach liegt. Der Aufschluß ist heute verschüttet.

Im Guldenbachtal gehören zur Kallenfels-Serie die fossilleeren Anthrazitphyllite Lossen's (1867, S. 596) westlich vom Bhf. Schweppenhausen, die Beyenburg (1930) mit Vorbehalt zu den Hunsrückschiefern stellt. Nach Beobachtungen des Verfassers sind sie den Alaunschiefern des Hahnenbachtales gleichzustellen.

Auch die auf der verlängerten Linie Griebelschied—Weitersborn liegenden Kalkknollenschiefer am Fuße des Hüttenkopfs nördlich von Stromberg haben die gleiche petrographische Ausbildung wie diejenigen im Hahnenbachtal.

Bei Waldlaubersheim wurden die Alaunschiefer bei einer Brunnenanlage geschürft (Lossen 1867, S. 596), und nach Angabe der Einwohner erwähnt sie Lossen auch von Münster bei Bingen, wo sie zusammen mit einem Dolomit vorkommen (auch die Kalke des Hahnenbachtales sind dolomitisch!).

Einen Kalkstein unterhalb des Quarzitbruches am Ruppertsberg, den Dumont erwähnt, konnte schon Lossen nicht mehr auffinden.

Die rechtsrheinischen Aufschlüsse sind zum großen Teil bei der Anlage von Wasserstollen bekannt geworden.

Nach Sandberger und Lossen (Lossen 1867, S. 597) kommen bei Östrich Alaunschiefer vor, ebenfalls in Verbindung mit einem Dolomit. Lossen weist darauf hin, daß die Vorkommen bei Schweppenhausen, Waldlaubersheim, Münster und Östrich auf einer gemeinsamen Linie liegen.

Wertvoll sind die Untersuchungen von v. Reinach besonders darum, weil die Stollenprofile, die er beschreibt, heute nicht mehr zugänglich sind.

v. Reinach fand nördlich der Taunusgesteine bei der Anlage des Münzbergstollens, 3 km nordnordwestlich von Wiesbaden (1904, S. 12) und des Kellerkopfstollens, 7 km nordnordöstlich von Wiesbaden Gesteine (Hangendes der Eppsteiner Schiefer: Graugelbe und dunkle phyllitische Schiefer, teilweise graphitisch, kieselschieferähnliche Lagen und dolomitischen Kalk), die starke Anklänge an die Kallenfels-Serie haben.

Südlich der Taunusgesteine treten die gleichen Gesteine in einem Versuchsstollen an der Gräckmannsmühle, ca. ¾ km südlich von Lorsbach wieder auf (v. Reinach, 1900 S. 166).

v. Reinach widmet diesem Schichtenkomplex besondere Aufmerksamkeit und vergleicht ihn lithologisch mit dem mitteldeutschen Silur. Von Lorsbach stammen auch die schon erwähnten organischen Reste. Diese und die ganze Gesteinsausbildung berechtigen den Schluß, daß es sich um die gleichen Gesteine handelt, die im Hahnenbachtal in der Kallenfels-Serie vorhanden sind.

II. Hahnenbach-Serie

a) Sedimente

Zur Hahnenbach-Serie gehören graue und graugrüne, stellenweise schwärzliche phyllitische Tonschiefer mit hellen und dunklen Quarzitbänken und Buntschiefereinlagerungen sowie hellgraue Quarzite. Die Grenze gegen die Hunsrückschiefer ist östlich und westlich von Wartenstein infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht immer eindeutig und muß in der Karte auch dementsprechend bewertet werden.

Die grauen und graugrünen Schiefer haben die größte Verbreitung. Sie sind stark phyllitisch, z. T. als reine Phyllite ausgebildet und dann wellig verbogen.

Schwarze Quarzite bilden in ihnen bis zu 1 m mächtige ausgewalzte Linsen. Diese sind deutlich grobschiefrig und haben auf den Bruchflächen einen fettigen Glanz.

U. d. M. (Schliff 108, zwischen Wolfsknopf und Kammerfels bei Kallenfels). Eckige und undulöse, durch Rutil, Zirkon, Chlorit und besonders durch staubförmige Einschlüsse getrübte Quarzkörner sind schlecht sortiert (0,01—0,7 mm) und meist von einem serizitischen Saum umgeben.

Vereinzelte Feldspäte sind serizitisiert, gebleichte Biotite zeigen noch pleochroitische Höfe um Zirkoneinschlüsse. Weitere Nebengemengteile sind zonargefärbter Turmalin, Zirkon, Eisenglanzschuppen und besonders Apatit. Vereinzelt kommen auch winzige Phyllitschuppen vor.

Die dunkle Farbe rührt nur zu einem geringen Teil von Eisengehalt, zum größten Teil von einer organischen Substanz her. Sie unterscheiden sich hierdurch von allen anderen Quarziten im Untersuchungsgebiet.

Helle Quarzit- und Grauwackeneinlagerungen haben mit Ausnahme des Quarzits von Kallenfels nur untergeordnete Bedeutung. Sie entwickeln sich aus zunehmendem Sandgehalt der Phyllite.

U. d. M. (Schliff 171, Grauwacke vom Wolfsknopf). Neben Quarz, frischen und verwitterten Plagioklasen und noch deutlich pleochroitischen Biotiten herrschen Phyllitschuppen vor. Turmalin, Titanit und Magnetit sind selten. Interessant sind frische, fast unzerstörte Granate.

Bunte Schiefer bilden nur geringmächtige Einlagerungen (maximal 20 m) in den grauen und graugrünen Schiefer. Es handelt sich um grüne und rote bis violette, stark phyllitische Schiefer. Sie lassen sich ihrer bunten Farbe wegen gut

auskartieren. Südlich der Quarzitfelsen von Kallenfels sind die Aufschlüsse sehr schlecht. Auf Grund von Lesestücken wurden von der Vorsoonwald-Serie bis zu den Quarziten nur Buntschiefer eingetragen. Daß diese hier anstehen, zeigte eine kleine Schürfung.

Helle Quarzite. Im Gegensatz zu den durchgehenden Taunusquarzitzügen des Lützelsoonwaldes sind die Quarzite südlich von Wartenstein in Linsen aufgelöst. Die landschaftlich auffallenden Quarzite von Kallenfels (Abb. 13) beginnen auf der Höhe des Wehlenfels bei P. 321 und lassen sich, stellenweise unterbrochen, 2 km lang nach NO verfolgen. Sie verschwinden bei Oberhausen, 250 m südwestlich von P. 398,4. Wegen ihrer eigenartigen tektonischen Zerlegung wurde von diesen Quarziten eine Spezialkarte aufgenommen (Abb. 19 und S. 151).

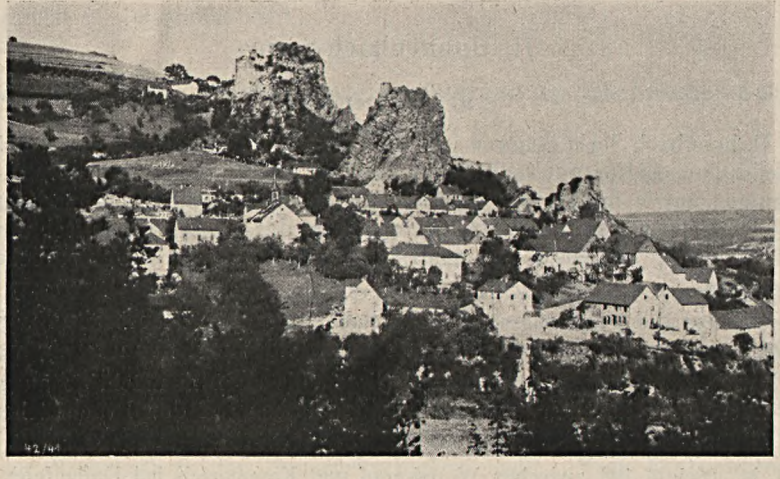


Abb. 13.
Quarzit bei Kallenfels. Blick auf die zerklüfteten Schichtflächen. Die Quarzite sind an Störungen versetzt. Aufn. Tilmann.

Die hellen Quarzite sind bankig und haben nur an wenigen Stellen geringmächtige Einlagerungen von schwarzem, sandigem und bröckelig zerfallendem Tonschiefer, während den Taunusquarziten mächtigere Tonschieferlagen eingeschaltet sind.

Der Quarzit der Oberhausener Felsen (auf der Höhe östlich von Kallenfels) erscheint von weitem durch seine zahlreichen Quarzadern grauweiß und splittert infolge starker tektonischer Beanspruchung.

Das mikroskopische Bild (Schliff 64, Felsen bei Oberhausen), das sich makroskopisch vom sicheren Taunusquarzit des Lützelsoonwaldes durch eine hellere Farbe, geringeren Muskowitgehalt und stärkere Durchbewegung unterscheidet, stimmt weitgehend mit diesem überein. Besonders der Gehalt an Zirkon, Turmalin und Apatit ist auch mengenmäßig beiden gemeinsam. Die Sortierung der Quarzkörner ist allerdings schlechter als die der Taunusquarzite.

Zwischen Wartenstein und Kallenfels kommen noch eine Reihe weiterer kleiner, isolierter Quarzitlinsen vor, die in der Streichrichtung der sie einschließenden Schiefer hintereinandergereiht sind. Sie sind mikroskopisch und makroskopisch nicht von den Quarziten bei Kallenfels zu trennen. Nur die Quarzkörner sind in diesen kleineren Linsen naturgemäß noch stärker deformiert.

b) Grünschiefer

1. Kalkreicher Chloritalbitschiefer

30 m nördlich von Kilometerstein 23,1 an der Straße Kallenfels—Hahnenbach südlich von Wartenstein, steht ein wenig auffälliges metamorphes Eruptivgestein an. Es bildet eine etwa 3 m mächtige, verquetschte Linse, die am oberen Abhang in den grauen Schiefern der Hahnenbach-Serie verschwindet; es ist graugrün, an stark bewegten Stellen schwarz-grünlich glänzend, äußert zäh und unregelmäßig geklüftet, die Klüfte mit Kalkspat ausgeheilt.



Abb. 14.
Kalkreicher Chloritalbitschiefer. Straße Kallenfels—Hahnenbach. Lamellierte Feldspäte ineinander verfilzt. Vergr. 24×, // Nic..

Im Gegensatz zu den ebenschiefrigen Mandelsteingrünschiefern ist dieses Gestein vollkommen durchgeknetet.

U. d. M. (Schliff 79) erkennt man scheinbar kleine, nephritartig verfilzte Leisten (Abb. 14), in Wirklichkeit handelt es sich um größere Plagioklase, die in zahlreiche Lamellen zerschert sind. Bei der Einschaltung des Gipsblättchens in polarisiertem Licht wird durch einheitliche Rot- und Blaufärbung die ursprüngliche Kristallform sichtbar (Herr Prof. Chudoba machte mich liebenswürdigerweise darauf aufmerksam). Die ver-

bogenen, leicht bewegten und verzahnten Lamellen löschen undulös aus, so daß keine näheren optischen Daten zu erhalten sind. Zwischen den einzelnen Leisten ist Chlorit vorhanden.

Jünger ist eine Albit-Kalkspatgeneration. Die klaren Albite kommen in enger Verbindung mit unverzwillingtem Kalkspat vor.

Noch jünger ist ein grobblätteriger, farbloser Chlorit. Unter + Nicols ist dieser fast einachsige Chlorit lavendelblau oder dunkel. Es handelt sich um Pennin, der sich tief in die Grundmasse hineinfrißt: Fetzen von Feldspat schwimmen im einheitlichen Pennin. Kluftflächen, die makroskopisch eine charakteristische dunkle, fettig-glänzende Farbe haben, sind ebenfalls damit ausgefüllt.

Der ganze Schliff ist einheitlich von kleinen Pyrit- und Magnetitkörnern durchsetzt.

Ähnlich struierte Gesteine aus dem Rheinischen Schiefergebirge sind Verfasser nicht bekannt. Vorläufig wird dieses Gestein als metamorpher Diabas aufgefaßt. Eine sichere Bestimmung kann wie bei den meisten Grünschiefern erst auf Grund einer chemischen Analyse erfolgen.

2. Mandelsteingrünschiefer

Schon morphologisch treten die steil nach NW einfallenden, bis 70 m mächtigen Mandelsteingrünschiefer am Kammerfels bei Kallenfels hervor. Der Zug zieht auf der linken Seite des Hahnenbachs durch und verschwindet, mehrfach durch kleine Störungen versetzt, südlich von Oberhausen und taucht im Simmerbachtal wieder auf (F. H. Tilmann 1938).

Am Kammerfels ist das verhältnismäßig frische Gestein grün bis blaugrün, vielfach mit kleinen, dunklen Chlorittupfen, meist stark geschiefert und nur selten kompakt. Der kalkreiche Grünschiefer führt Pyrit und in einzelnen Lagen, bald reichlich, bald selten, bis 1 cm lange mit Kalkspat ausgefüllte Mandeln, die linsenförmig ausgewalzt und parallel angeordnet sind.

Durch Entkalkung werden die Grünschiefer schmutzig-braun, porös und wie zerfressen (Aufschlüsse am Wege nördlich der tertiären Kiesvorkommen bei Oberhausen).

Am Kammerfels erkennt man in den stark geschieferten, mandelreichen Partien langgestreckte Linsen von mandelärmeren Grünschiefern (Abb. 15). Die kompakteren mandelärmeren wurden nicht so stark geschiefert als die lockeren, mandelreichen Partien.

U. d. M. (Schliff 119 vom Kammerfels) kommt die Schieferung bei der lepidoblastischen Struktur mit Ausnahme der parallelorientierten Mandeln nicht deutlich zum Ausdruck.

Den Hauptteil der Gemengteile bilden unscharf begrenzte, oft faserige Albitleisten und faseriger, selten nadeliger Chlorit. Eine jüngere Chloritgeneration mit Serizitsäumen durchschneidet die Grundmasse und läuft den Kalkmandeln parallel. Zahlreiche winzige Punkte erkennt man erst bei starker Vergrößerung als schmutzig-gelbe Epidote. Brauneisenschuppen sind häufig.

Die Mandeln sind ausschließlich mit stark verzwillingtem Kalkspat ausgefüllt. Bis zu drei Lamellensysteme treten auf, die sich durchkreuzen, dabei stark verbogen und um kleine Beträge versetzt sind.

Reste irgendwelcher primärer Bestandteile wurden nicht gefunden, aber wie Prof. Tilmann mir mitteilte, konnte er in einem Schliff Titanaugit feststellen.

Die Mandelsteingrünschiefer sind am besten als umgewandelte, blasenreiche Oberflächendiabase, ein Teil vielleicht als Tuffe, aufzufassen.

Tilmann (Tilmann & Chudoba 1931 b, S. 693) fand in ihnen bis zu 10 cm dicke und bis 1 m lange Linsen eines dunklen kristallinen Kalkes. Dieser ist mit dem Grünschiefer regelrecht verzahnt, was besonders im Anschliff deutlich wird.

Im Kalk kommen stellenweise feinkörnige, frische Albite mit Einschlüssen von Chlorit und Pyrit vor, und die Grünschiefer enthalten in der Nähe der Kalklinsen

größere Epidotkristalle. Die Albitzufuhr in die Kalke hat bei der Umwandlung der blasenreichen Diabase in Mandelsteingrünschiefer stattgefunden. Darauf weist besonders die Frische des Albits hin. Kontakterscheinungen, wie man sie in Kalkbrocken in einer heißen Schmelze erwarten könnte, sind nicht vorhanden. Infolgedessen ist bei der starken Deformierung der Linsen schwer zu entscheiden, ob es sich um Einschlüsse oder um sedimentäre Einschaltungen handelt, wie sie z. B. aus den Schalsteinen der Lahnmulde bekannt sind (Ahlburg 1918).



Abb. 15.
Mandelsteingrünschiefer. Kammerfels bei Kallenfels. Mandelarme Partien linsenförmig ausgewalzt.

Tilmann rechnet diese Mandelsteingrünschiefer noch zur Kallenfels-Serie, in deren nächster Umgebung sie vorkommen. Die genauere Untersuchung zeigt jedoch, daß der Grünschiefer in dunklen Schiefern mit dunklen Quarzitknollen, also in der Hahnenbach-Serie steckt. Damit ist allerdings bei der starken Tektonik über das Alter der Mandelsteingrünschiefer noch nichts gesagt. Sehr naheliegend ist ein Vergleich mit den mitteldevonischen Diabasmandelsteinen der Lahnmulde. Da aber mitteldevonische Sedimente in der weiteren Umgebung fehlen, muß die Vorstellung, daß die Mandelsteingrünschiefer mitteldevonisch sind, fallen gelassen werden.

Zur Altersfrage ist auch der Deformationsgrad zu beachten: Die Mandelsteingrünschiefer sind ungleich stärker und bis in den Kern des 70 m mächtigen Paketes metamorph, während die schmalen Diabasgänge in den Alaunschiefer bei Kallenfels nur randlich geschiefert sind (S. 132). Teilweise läßt sich dieser Gegensatz durch ursprüngliche Strukturunterschiede (Feinkörnigkeit der blasenreichen Oberflächendiabase) erklären, doch ist kaum anzunehmen, daß ein 70 m mächtiges, wenn auch sehr feinkörniges Paket bei gleicher Beanspruchung so ungleich stärker umgewandelt würde. Ein Altersunterschied zwischen Diabas und Mandelsteingrünschiefer ist daher wahrscheinlich. Für die weitere Folgerung bleibt eine genaue Altersbestimmung der Diabase abzuwarten.

III. Vorsoonwald-Serie

a) Allgemeiner Überblick

Am Südrand des Hunsrücks tritt eine Gruppe von metamorphen, epizonalen Gesteinen auf, die als die Fortsetzung der sog. „Taunusgesteine" im südlichen Taunus aufzufassen sind. Im Gegensatz zum Taunus sind im Hunsrück metamorphe Keratophyre und Quarzkeratophyre, wie sie Schlossmacher (1919, 1921, 1922) beschrieb, noch nicht bekannt.

Eine scharfe Grenze zwischen dieser „Vorsoonwalds-Serie"[2]) und der nördlich anschließenden Hahnenbach-Serie ist im Gelände nicht genau festzulegen, da sich die Phyllite in beiden Serien ähnlich werden können. Die Trennungslinie wurde in der Karte (Taf. 15) an die Stelle gelegt, wo die hellgrauen, phyllitischen, leicht gewellten Tonschiefer im S der Kallenfelser Quarzitzone von petrographisch ähnlichen, aber intensiv gefältelten Gesteinen abgelöst werden. Diese Kleinfältelung ist auch im südlichen Taunus für die Phyllite charakteristisch.

Die Vorsoonwald-Serie zieht vom Carlshof südlich an Kallenfels vorbei und verschwindet (im Gegensatz zu den Angaben auf Bl. Mainz, 1 : 200 000) erst bei Cramersmühle unter dem Rotliegenden.

Die große Breite im Taunus (maximal 8 km) ist in unserem Gebiet auf 600 m zurückgegangen (Rotliegendüberdeckung!).

b) Die Gesteine

1. Phyllite

haben in der Vorsoonwald-Serie die größte Verbreitung. Sie sind meist stark verwittert und schlecht aufgeschlossen (die Aufschlüsse bei Cramersmühle am rechten Hahnenbachufer bilden eine Ausnahme). Es sind schwärzliche und graugrüne, mitunter rötliche, meist stark gebleichte, phyllitische Tonschiefer mit Seidenglanz. Die sekundäre rötliche Farbe rührt von Eisenlösungen her, die z. T. aus der ehemaligen Rotliegendüberdeckung stammen.

[2]) Für die epizonalen Gesteine am Südrand des Hunsrücks sind Bezeichnungen wie Taunusgesteine, Vorsoonwald-Serie und Vordevon eingeführt worden. Der Name „Vordevon" ist zu vermeiden, da man über das Alter noch nichts weiß. Da sich die Gesteine im südlichen Hunsrück von denen im südlichen Taunus durch einen geringeren Grad der Metamorphose (Leppla 1924) und dem Fehlen von umgewandelten Keratophyren und Quarzkeratophyren unterscheiden, bleibt die Bezeichnung „Vorsoonwald-Serie" am zweckmäßigsten.

Ein großer Teil der Phyllite ist kleingefältelt und von dünnen, konkordanten Quarzlagen durchsetzt. Zwischen diesen kleingefältelten erscheinen gleichfarbige Phyllite mit runzeliger Schieferungsfläche und griffeliger Absonderung sowie groben Quarzknauern.

2. Quarzitschiefer

In allen Gesteinsserien treten im Untersuchungsgebiete Quarzite und Quarzitschiefer auf, deren Unterschiede oft nur mikroskopisch zu erfassen sind.

In den Phylliten der Vorsoonwald-Serie bilden Quarzitschiefer bis zu 10 m mächtige Einlagerungen. Sie sind gut aufgeschlossen südlich von Kallenfels, etwa 30 m nordöstlich der Hauptstraße, an der Stelle, wo auf der topographischen Karte 1 : 25 000 das Wort „zu“ von „zu Kirn“ steht, und ziehen in der streichenden Fortsetzung nach SW am rechten Hahnenbachufer hinauf. Sie sind sehr feinschiefrig, blättrig und mattglänzend und treten im Gelände wenig hervor.

U. d. M. (Schliff 189) erkennt man in einer feinkörnigen, quarzitischen Grundmasse einsprenglingsartig größere, meist eckige Quarzkörner. Sie weisen im Gegensatz zu den Quarzitlinsen in der Hahnenbach-Serie an den Rändern kaum Kataklase auf: Die feinquarzitische Grundmasse konnte die Drucke besser auffangen.

Feldspäte fehlen, dagegen ist stellenweise eine tonige Verunreinigung vorhanden (mit Serizitschuppen).

Zirkon, Apatit und kleine, durchweg in Brauneisen umgewandelte Erzkörner sind als Nebengemengteile nur spärlich vorhanden, wodurch sie sich von den Quarziten in der Hahnenbach-Serie und im Hunsrückschiefer unterscheiden.

3. Phyllitische Kieselschiefer

erscheinen anstehend an der Straße Kirn—Oberhausen nördlich des Tälchens, das von Oberhausen nach Kirn herunterzieht (die Straße ist auf der topographischen Karte noch nicht verzeichnet), in zwei durch Grünschiefer getrennten Zügen, dann als Lesestücke auf den Feldern zwischen Kirn und Kallenfels.

Der phyllitische Kieselschiefer ist sehr splittrig und zerfällt leicht. Genauer untersucht wurden die Gesteine, die kurz vor der Umbiegung der oben erwähnten Straße eine 40 m mächtige Einlagerug in den Kalkgrünschiefern bilden.

Dicke, schwarze und papierdünne, helle, tonige und stark abfärbende Lagen wechseln miteinander ab und sind meist klein und steilgefältelt und diagonal geschiefert (die Schieferung fällt mit 45° nach NW ein). Winzige Eisenkonkretionen auf den Schichtflächen liefern rostbraune Überzüge, besonders auf den Klüften. Dünne, konkordante Quarzadern schwellen zu größeren Linsen an.

U. d. M. (Schliff 186) entsteht durch die Einschaltung dunkler Gemengteile eine deutliche Lagentextur, die bei der starken Pressung stark verbogen wurde (schlierenhafte Kleinfältelung Abb. 16).

Die äußerst feinkörnigen, stark undulösen und in der Schieferungsrichtung gestreckten Quarzkörner verfließen ineinander.

Serizit ist in den einzelnen Lagen gleichmäßig verteilt, wodurch ein stetiger Wechsel von Quarz-Serizit- und fast Serizit-freien Lagen entsteht. Durch zunehmenden Serizitgehalt entstehen schließlich stark geschieferte, graue und leicht verwitternde kieselige Phyllite.

Bis zu 0,2 mm große, tektonisch unbeanspruchte Rhomboeder sind mit einer weichen, nicht näher bestimmbaren Substanz ausgefüllt, die unter gekreuzten Nicols anisotrop ist. Wahrscheinlich handelt es sich um Calcitpseudomorphosen.

4. Kalkgrünschiefer

ebenso wie die phyllitischen Kieselschiefer nur an der Straße Kirn—Oberhausen aufgeschlossen, sind im Gelände leicht zu übersehen, da die Farbe des Grünschiefers die dünnen Kalklagen nicht in Erscheinung treten läßt.

Das großschiefrige Gestein besteht aus einem Wechsel von dicken Grünschiefern und mehr oder weniger hervortretenden, höchstens bis 5 mm breiten, grauen Kalkbändern. Im Gegensatz zu den kalklagenfreien Grünschiefern ist die Verwitterung intensiv und verwandelt das Gestein in braune, mürbe Splitter.



Abb. 16.
Fältelung im phyllitischen Kieselschiefer der Vorsoonwald-Serie. Straße Kirn—Oberhausen. Das breite helle Band links sekundäre Quarzader. Vergr. 24×, // Nic..

U. d. M. (Schliff 186) sieht man in den Kalklagen außer stark verzwillingtem Calcit frischen Albit und gestreckte, streifig zerlegte Quarzkörner mit Einschlüssen von Chlorit und Serizit. Nur stellenweise greifen aus den Grünschieferlagen schmale Chloritfasern in die Kalklagen hinein. Vereinzelt kommen Apatit und Pyrit vor.

Die Grünschieferlagen bestehen aus feinen, parallel struierten Albitleisten und lichtgrünen, oft verbogenen Chloritnadeln mit niedrigen Interferenzfarben. Ein geringer Kalkgehalt ist deutlich aus den Kalklagen eingewandert. Die Verunreinigung durch Brauneisen und Eisenglanzschuppen ist ziemlich stark. Kleinfältelung ist auch mikroskopisch nicht zu beobachten.

Bezeichnend ist, daß Epidot und Zoisit, die in den folgenden Grünschiefern so reichlich vorhanden sind, hier vollkommen fehlen. Als Ausgangsgestein kommt eine feine Wechsellagerung von Kalk und tonigem oder vielleicht auch tuffigem Material in Frage.

5. Grünschiefer

Kalklagenfreie Grünschiefer treten morphologisch aus den Phylliten und Kalkgrünschiefern als lange Hügel kräftig hervor. Ein südlicher Zug, an der Straße Kirn—Oberhausen nur 25 m, wird bis zu 250 m, ein nördlicher nur 15 m mächtig. In den weiter östlich gelegenen Grünschiefern im Guldenbachtal (Beyenburg 1930) und Winterburg—Winterbach (Chudoba & Obenauer 1932) handelt es sich um metamorphe Diabase, die im Guldenbachtal mit unveränderten Diabasen in Verbindung stehen. In den Taunusgesteinen des Hahnenbachtals sind solche Diabase, die die Deutung der Grünschiefer natürlich wesentlich erleichtern, nicht vorhanden. Ebenso wenig findet man in den Grünschiefern irgendwelche sichere Relikte von Feldspäten oder Augiten.

Von den verschiedenen Ausbildungsformen sollen nur zwei Typen beschrieben werden:

Handstück 158 (südlicher Zug Straße Kirn—Oberhausen) ist ein stark geschiefertes, lauchgrünes Gestein. Die intensive Fältelung mit sekundären Quarz-Kalklagen tritt besonderes gut an den verwitterten Partien hervor (Abb. 17).



Abb. 17.
Fältelung im Grünschiefer der Vorsoonwald-Serie. Straße Kirn—Oberhausen. Bleistift als Maßstab.

U. d. M. kommt die Schieferung durch den Wechsel heller und dunkler Lagen gut zum Ausdruck.

Hauptgemengteile in den hellen Lagen sind frischer Albit und Quarz. Die selten zwillingslamellierten Albite lassen sich vom Quarz nicht immer leicht durch gradlinigere Grenzflächen unterscheiden.

Chlorit ist in zwei altersverschiedenen Ausbildungsformen vorhanden: Gefranste, lichtgrüne Blättchen mit schwachem Pleochroismus und niedriger Doppelbrechung

schmiegen sich an die Albit-Quarzlagen an, ohne diese zu durchdringen. Jünger sind kleine, hellgrüne bis farblose, oft zerbrochene Nadeln mit höherer Doppelbrechung, z. T. vereinzelt, z. T. mit Serizitschuppen zu kleinen Büscheln angehäuft. Sie durchbrechen die Albite und blättrigen Chlorite und sind jünger als die Fältelungen, denen sie als vorgeschriebenen Bahnen folgen, ohne selbst verbogen zu sein (Abb. 18).

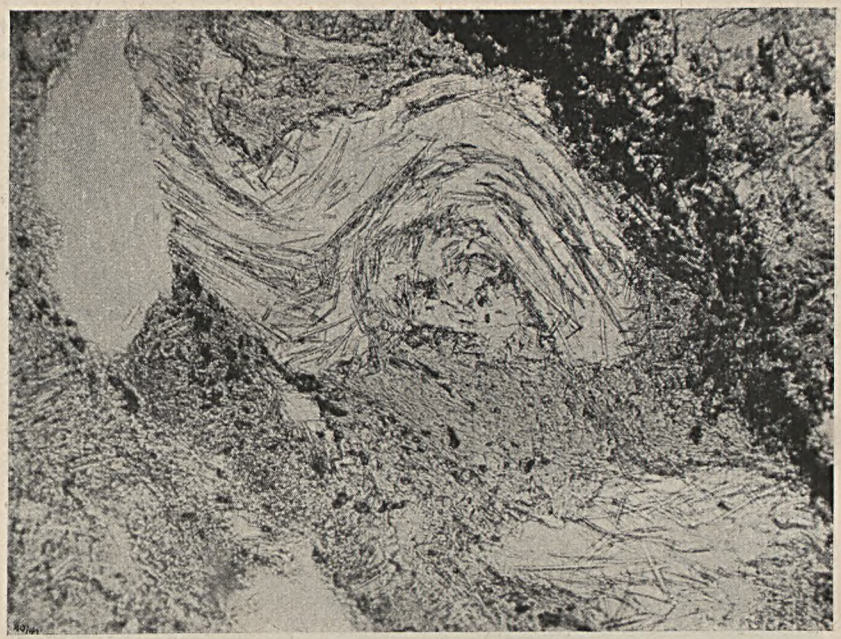


Abb. 18.
Fältelung im Grünschiefer der Vorsoonwald-Serie. Straße Kirn—Oberhausen. Chloritnadeln jünger als die Falten, nicht verbogen! Vergr. 95×, // Nic.

Unverzwillingter Kalkspat in zusammenhängenden Lagen breitet sich als Verwitterungsprodukt zwischen den Albiten aus. Selten sind Rutilnädelchen, Apatit und schmutzige Epidotkörner.

Die dunklen, durch Brauneisen getrübten Lagen sind noch stärker gefaltet. Neben wenig Albit enthalten sie in der Hauptsache Chlorit und Serizit und sind reich an Magnetit und Pyrit.

Bezeichnend ist auch ein hoher Epidotgehalt: Grüngelbe, unregelmäßige und vereinzelt tafelige Kristalle sind durchweg zersprungen. Stellenweise treten enggelagerte, kleine Epidote pseudomorphosenartig nach einem ungefähr quadratischen, nicht näher bestimmbaren Mineral auf. Zahlreiche schmutzige Körnchen sind erst bei starker Vergrößerung ebenfalls als Epidot erkennbar.

Handstück 159 a stammt aus unmittelbarer Nähe des eben beschriebenen Grünschiefers. Das Gestein ist viel gröber geschiefert, stellenweise fast massig und zeigt makroskopisch keine Anzeichen von Kleinfältelung. Lauchgrünen, runzeligen, schiefrigen Partien sind apfelgrüne splittrige Partien eingelagert.

Erst u. d. M. wird eine starke Kleinfältelung sichtbar. Der Epidot- (meist kleine Körner) und Kalkgehalt ist größer als im vorigen Gestein.

Die hellen Lagen enthalten gut ausgebildete, bis zu 1,5 mm große, teilweise stark zerklüftete Zoisite, auf deren Verbreitung in den metamorphen Gesteinen am Südrand des Hunsrück Obenauer (1936) hingewiesen hat.

Das mikroskopische Bild unserer Grünschiefer stimmt sowohl mit den von Chudoba & Obenauer (1932) untersuchten, von Diabasen abgeleiteten Grünschiefern als auch mit den von Schlossmacher (1921, S. 498) aus der Gegend von Bad Homburg als ehemalige Keratophyre gedeuteten epidotführenden Quarzalbitschiefern überein.

Solange Gegenbeweise ausstehen, sollen jedoch im Anschluß an Chudoba und Beyenburg (S. 426) auch diese Grünschiefer als metamorphe Diabase aufgefaßt werden.

Nach Fischer (1929) würde die Kleinfältelung auf sedimentären Ursprung hinweisen, während der Epidotgehalt in allen Lagen jedoch auf eruptiven Ursprung hindeutet, zumal Epidot in unmittelbarer Nähe in den sicher sedimentären Kalkgrünschiefern fehlt. Möglicherweise käme daher für einen Teil der Grünschiefer Tuff (Schichtung!) als Ausgangsmaterial in Frage.

IV. Altersfrage

Fossilien wurden in den besprochenen Gesteinen, mit Ausnahme des Taunusquarzits, bisher noch nicht gefunden. Demgemäß weichen auch die Anschauungen über das Alter derselben bei den einzelnen Autoren stark voneinander ab.

Grebe (1881) unterschied den Taunusquarzit des Lützelsoonwaldes und stellte die Schiefer südlich davon zu den Hunsrückschiefern. Der Gneis von Wartenstein ist nach ihm eine Einlagerung in diesen Hunsrückschiefern.

Die Buntschiefer zwischen Wartenstein und Kallenfels bezeichnet Gosselet (1890) erstaunlicherweise nicht als Unterdevon (trotz der Ähnlichkeit mit den Schichten von Saint-Hubert, wie Gosselet hervorhebt), sondern als kambrisch, während Leppla (1921) sie dem Gedinne zuordnet. Auf dieser Karte ist aber nur ein einziger Gedinnezug eingezeichnet, während die bunten Schiefer in Wirklichkeit viel verbreiteter sind. Die Quarzitzüge und Linsen südlich von Wartenstein werden von Leppla zum Taunusquarzit gerechnet. Die Vorsoonwaldgesteine werden als vordevonisch betrachtet.

Gänzlich neue Anschauungen über das Alter der, wie sich herausstellte, nicht einheitlichen Schiefer zwischen Lützelsoon und Kallenfels brachte Tilmann (Tilmann & Chudoba 1931a, 1931b). Wegen des Vorkommens von Kalk (Kallenfels-Serie) und Kieselgallen vermutete er höheres Unterdevon bis Mitteldevonalter neben Hunsrückschiefer. Demgegenüber wies jedoch schon Kutscher (1934b) nach, daß ein großer Teil der Schiefer zwischen Lützelsoon und Wartenstein (Soonwaldschiefer Tilmann's) trotz der Kieselgallen dem Hunsrückschiefer zuzurechnen sind. Die bunten Phyllite südlich von Wartenstein und die bunten körnigen Phyllite, Quarzite und Konglomerate an der Nordgrenze des Wartensteiner Kristallins stellt Tilmann an die Basis des Gedinne.

Gelegentlich einer Vergleichsexkursion im Hunsrück und Taunus gliederten Asselberghs & Henke (1935) die Sedimente des unteren Hahnenbachtales wie folgt: Dunkle Schiefer und Kalkknollenschiefer = unteres Gedinne. Bunte Schiefer, Quarzite und Konglomerate nördlich von Wartenstein = oberes Gedinne (nach Tilmann Basis des Gedinne). Zum oberen Gedinne gehöre vielleicht auch der Wartensteiner Gneis, der eine lokal umgewandelte Gedinnearkose darstelle.

Von besonderer Bedeutung für unsere Untersuchung ist eine Arbeit von Nöring (1939) über das Unterdevon im westlichen Hunsrück. Neben Gedinne, Taunusquarzit und Hunsrückschiefer wird hier an dem Vorhandensein vordevonischer Aufbruchszonen festgehalten. Es sind dies die sog. „Grundgebirgsinsel" von Düppenweiler, die Aufbruchszonen von Mörschied, Abentheuer und Schwollen.

Bei Düppenweiler treten Gesteine auf (bunte Phyllite, blauschwarze Phyllite, Konglomerate, helle und schwarze Quarzite, kieselschieferartige Tonschiefer, schwarze Kalke), die sich am ehesten mit den Gesteinen unserer Hahnenbach- und Kallenfels-Serie vergleichen lassen. Als die Arbeit erschien, hatte Verf. leider keine Gelegenheit mehr zu

einer Exkursion in dieses interessante Gebiet. Unterstrichen wird die Ähnlichkeit aber noch durch das Vorkommen eines Olivindiabas, der im Simmerbachtal (F. H. Tilmann, 1938) in der gleichen Gesteinsserie (in der streichenden Fortsetzung des Hahnenbachprofils) vorkommt. Die Tektonik ist ähnlich verwickelt wie im Hahnenbachtal und gestattet in diesen fossilleeren Sedimenten (mit Ausnahme des fossilführenden Konglomerats) keine Altersdeutung. Wegen des Vorkommens von bunten Phylliten, aber besonders von dunklen Quarziten, werden die Gesteine ins Kambrium gestellt. Nur die Konglomerate mit *Atrypa reticularis* seien vielleicht transgredierendes höheres Unterdevon.

Die Gneise von Mörschied wurden schon oben erwähnt. Nöring selbst hebt die Ähnlichkeit der kambrischen? Quarzite von Abentheuer und Schwollen mit den Quarziten bei Kallenfels hervor. In der Tat treten auch bei Kallenfels, ähnlich wie an den eben erwähnten Stellen, im Norden und Süden Buntschiefer auf. Es ist allerdings nicht einleuchtend, warum diese Buntschiefer nun nach Nöring Gedinne sein sollen, während diejenigen bei Düppenweiler, die dort ebenfalls in enger Beziehung zu grauen Quarziten vorkommen, als Kambrium angesehen werden. Die Identität der Kallenfelser und Abentheurer Quarzite würde aber umgekehrt darauf hinweisen, daß diese den hellen Quarziten bei Düppenweiler entsprechen, denn die Kallenfelser Quarzite und diejenigen zwischen Kallenfels und Wartenstein treten im Hahnenbachtal mit Gesteinen auf, deren Ähnlichkeit mit denen von Düppenweiler oben betont wurde. Die von Nöring angeführten Unterschiede der Quarzite bei Abentheuer und Düppenweiler sind rein tektonischer Natur: Kataklase auf der einen und Einregelung der Quarzkörner auf der anderen Seite sind z. B. bei Kallenfels im gleichen Quarzitzug vorhanden (S. 151).

Eine sichere Altersentscheidung steht also noch aus. Um so schwieriger wird diese, als sich auch die Tektonik als Hilfsmittel für die Altersbestimmung nicht heranziehen läßt. Die steilstehenden Schichten sind stark ausgequetscht und verschuppt, eindeutiger Sattelbau ist nur noch im sicheren Taunusquarzit vorhanden.

Nach dem Grad der Metamorphose ergibt sich folgende Einteilung:

Hunsrückschiefer, Taunusquarzit
Gedinne
Hahnenbach-Serie, Kallenfels-Serie
Vorsoonwald-Serie
Kristallin von Wartenstein

↑ abnehmende Metamorphose

Allerdings bedeutet das für die Alterfrage zunächst nicht sehr viel. Unterschiede in der Metamorphose können sowohl auf zeitlich verschiedener Beanspruchung (in unserem Falle varistisch und kaledonisch) beruhen, als auch auf stärkerer Pressung bestimmter Teile während des gleichen Faltungsaktes oder sogar, wie es für den südlichen Hunsrück wahrscheinlich ist, aus beiden Vorgängen.

Es bleibt daher zu untersuchen, ob sich die einzelnen Serien trotz der unterschiedlichen Metamorphose untereinander gleichen.

Die kristallinen Gesteine von Wartenstein bilden etwas allen übrigen Gesteinen Fremdes. Auf ihre Unterschiede gegenüber den benachbarten paläozoischen Gesteinen wurde schon oben eingegangen. Aber auch zu der epizonalen Vorsoonwald-Serie bestehen keine Beziehungen. Das Wartensteiner Kristallin entstammt einer größeren Tiefenstufe. Amphibolite und insbesondere Pegmatite und umgewandelte Granite sind in der Vorsoonwald-Serie vollkommen unbekannt. Die kristallinen Gesteine von Wartenstein sind sicherlich die ältesten im Rheinischen Schiefergebirge auftretenden Gesteine überhaupt. Man kann diese Gesteine wohl als den präpaläozoischen Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges ansehen.

Ein näherer Vergleich zwischen den Gesteinen der Vorsoonwald-Serie und der Hahnenbach- bzw. Kallenfels-Serie fällt bei einer äußeren Ähnlichkeit ebenfalls negativ aus. Neben vielen Unterschieden sind diesen Serien gemeinsam: Dunkle und helle Phyllite, phyllitische Kieselschiefer und Grünschiefer.

Die Phyllite sind naturgemäß am schwierigsten zu vergleichen. Bei einer stärkeren Durchbewegung der phyllitischen Tonschiefer der Hahnenbach-Serie können natürlich die gleichen kleingefältelten Phyllite, wie sie in der Vorsoonwald-Serie vorhanden sind, entstehen. Anderseits fehlen aber in den Phylliten der Vorsoonwald-Serie die Buntschiefereinlagerungen der Hahnenbach-Serie vollkommen, ebenso sind die eingelagerten Quarzite der einzelnen Serien verschieden ausgebildet.

Die stratigraphische Stellung der auch schon mikroskopisch unterschiedlichen phyllitischen Kieselschiefer ist in beiden Serien verschieden. In der Kallenfels-Serie bilden sie Einlagerungen in den Alaunschiefern, die in der Vorsoonwald-Serie fehlen (ebenso die Kalkknollenschiefer), in der Vorsoonwald-Serie stecken sie in Kalkgrünschiefern, die umgekehrt in der Kallenfels- bzw. Hahnenbach-Serie nicht bekannt sind.

Die besondere Bedeutung der Vorsoonwald-Serie liegt in der massenhaften Verbreitung umgewandelter basischer Eruptiva. Ohne dieselben wäre die ganze Serie petrographisch sehr eintönig. Aber auch in der Hahnenbach-Serie kommen Mandelsteingrünschiefer, wenn auch in geringem Außmaß vor. Strukturell und petrographisch sind die Grünschiefer der Vorsoonwald-Serie von den letzteren etwas verschieden: Kleinfältelung, reichlichere Epidot- und Zoisitführung (Zoisit fehlt in den Mandelsteingrünschiefern vollkommen) und Fehlen von Kalkmandeln. Aber das sind alles keine Merkmale, die eine Trennung unbedingt rechtfertigen. Es ist ja auch möglich, daß die Mandelsteingrünschiefer ebenfalls zur Vorsoonwald-Serie gehören und ähnlich wie der Gneis von Wartenstein die Hahnenbach-Serie durchspießen.

Ebenso wenig läßt sich die Vorsoonwald-Serie mit dem benachbarten sicheren Devon (Gedinne, Taunusquarzit, Hunsrückschiefer) in Verbindung bringen. Ob höhere Devonhorizonte hier vertreten sind, läßt sich bei dem Mangel an Fossilien und der (mit Ausnahme der umgewandelten Eruptiva) petrographischen Eintönigkeit nicht entscheiden. Von großer Wichtigkeit ist, daß keine Beziehungen zu den benachbarten Serien bestehen.

Was das Alter der Hahnenbach- und Kallenfels-Serien angeht, so dürfte höheres Unterdevon oder sogar Mitteldevon ausscheiden. Die Schiefer mit den übrigens seltenen Kieselgallen im Norden von Wartenstein sind, wie Kutscher (1934) betonte, Hunsrückschiefer. Für Koblenzschichten lassen sich keine anderen Sedimente heranziehen.

Die bunten Schiefereinlagerungen wurden bisher allgemein als Gedinne angesehen. Nachdem aber Nöring am Südrand des Hunsrücks außer dem bunten Schiefer ganz ähnliche Gesteine dem Kambrium zurechnet, ist ihre Altersstellung z. T. zweifelhaft geworden. Etwas Neues und dem Devon Fremdes sind die schwarzen Quarzite. Sie treten nach Nöring auch bei Düppenweiler auf und werden mit kambrischen Quarziten aus dem Ardennen-Massiv verglichen. Es ist allerdings sehr zweifelhaft, ob die schwarzen Quarzite eine Zuordnung der g a n z e n Sedimente bei Düppenweiler und in Analogie dazu, zwischen Wartenstein und Kallenfels zum Kambrium rechtfertigen. Man vermißt bei dieser Auffassung das

untere Gedinne und gesamte Silur. Als Untergedinne führen Asselbergh & Henke (1935) die Kallenfels-Serie (Alaun- und Kalkknollenschiefer) an. Diese Gesteine treten aber auch im Taunus auf, wo sicheres Untergedinne (R. & E. Richter 1925) petrographisch ganz anders ausgebildet ist. Das Untergedinne wäre daher nur in der Hahnenbach-Serie zu suchen. Die Alaun- und Kalkknollenschiefer sind eher mit dem Silur zu vergleichen, wie es auch v. Reinach (1904) für die gleiche Gesteinsfolge im Taunus tut, zumal sicheres Silur in ähnlicher Ausbildung bei Gießen (Kegel 1929) vorkommt. Vielleicht können aber auch die hellen Quarzite der Hahnenbach-Serie hier eingereiht werden (siehe Andreasteich-Quarzit bei Gießen). Hiermit gibt man sich aber schon zu sehr der reinen Spekulation hin. Trotz aller bisherigen erfolglosen Bemühungen wird es weiterhin Hauptaufgabe sein, nach Fossilien zu suchen. Die Darlegungen dürften jedoch gezeigt haben, daß im Hahnenbachtal eines der besten Profile des südlichen Hunsrücks mit einer petrographischen Mannigfaltigkeit aufgeschlossen ist, in dem man mit großer Wahrscheinlichkeit auch vordevonische Horizonte vermuten darf.

E. Unterrotliegendes

Mit großer Diskordanz legt sich über alle bisher beschriebenen Gesteine im Süden des Rheinischen Schiefergebirges das Rotliegende. Während die Unterlage (Vorsoonwald-Serie)mit 75—80° nach NW einfällt, sind die Rotliegendsedimente flach mit 15—20° nach S geneigt.

Gemäß ihrer Natur als Beckenfüllung bestehen die Sedimente aus Konglomeraten, groben Sandsteinen und untergeordnet Schieferton. Vereinzelt kommen harte, rötliche Mergel vor.

An der Basis liegt ein etwa 1 m mächtiges Konglomerat. Es enthält in der Hauptsache schlecht sortierte Quarz- und Quarzitgerölle und Scherben von Phyllit. Manche Lagen bestehen nur aus solchem Phyllitschutt, der nicht weither transportiert sein kann. Das sandige Bindemittel der Konglomerate enthält reichlich Kalk.

Den dunklen Schiefertonen sind kleine Kohlenflöze eingelagert, die besonders gut an der Hauptstraße am Ortsausgang von Kirn nach Kallenfels aufgeschlossen sind und die sich weiter nach NW verfolgen lassen. Ein früherer Abbau ist heute eingestellt.

Die auf der Karte (Taf. 15) eingetragenen Unterrotliegendsedimente gehören zu den oberen Kuseler Schichten. Genaue Untersuchungen wurden hier nicht angestellt.

F. Tertiär

Die Hochflächen beiderseits des Hahnenbaches sind von Stickel (1927) als jungmiozäne Trogflächen bezeichnet worden. Sporadische Ablagerungen von Kiesen, Sanden und Tonen auf diesen Trogflächen sind von Geib (1938), der genaue Untersuchungen im westlichen Teil des tertiären Mainzer Beckens anstellte, als jungpliozäne Flußablagerungen gedeutet worden.

Es handelt sich bei den Ablagerungen um verschieden stark abgerollte Quarzit- und Quarzgerölle, die mit losen, hellen Sanden wechsellagern. Kiese und Sande sind oft durch Mangankrusten verbacken.

Die Unterflächen liegen heute in folgenden Höhen:

Rodenberg	370 m
Bubenberg bei Hahnenbach .	345 m
Schloßberg Wartenstein . .	345 m
südlich von Oberhausen . .	330 m (ein Aufschluß etwas weiter westlich 360 m)

Im allgemeinen ist eine einheitliche Neigung nach S vorhanden. Nur ein Aufschluß südlich von Oberhausen fällt mit 360 m aus der Reihe heraus.

G. Diluvium und Alluvium

Als Diluvialbildung wurde der Verwitterungslehm auf den Hochflächen ausgeschieden. Die Verwitterungsrinde ist nicht sehr mächtig. Nach starken Regenfällen ist oft das anstehende Devon freigespült. Die Hochflächen sind mit Ausnahme der sandigen und schuttreichen Böden in der Nähe des Lützelsoons Ackerland. Dagegen ist der Fels- und Steinboden der Talhänge bewaldet.

An beiden Seiten des Hahnenbaches wurden gut erhaltene Terrassenflächen in die Karte (Taf. 15) eingetragen; sie finden sich in dem weiten Talstück zwischen Lützelsoons und Wartenstein, fehlen aber von Wartenstein an abwärts. Die Basis dieser Talböden liegt durchschnittlich 20 m über der heutigen Talsohle. Schotter wurden keine gefunden.

Die unfruchtbaren Schuttströme sind entsprechend der geringeren Mächtigkeit des Taunusquarzits, von dem sie stammen, weniger verbreitet als weiter östlich. Ähnlich neigt auch der Gneis zur Bildung von Steinrosseln, die oft das Anstehende verdecken.

H. Tektonik

Die auffällige Verquickung äußerst heterogener und verschiedenartiger Gesteine in unserem Arbeitsgebiet nötigt zur Annahme besonders intensiver und weitreichender tektonischer Verschiebungen. Es besteht jedoch ein scharfer Gegensatz in der Deutung dieser intensiven Tektonik. Es handelt sich um die Alternative zwischen autochthoner bzw. parautochthoner auf der einen oder allochthoner Verbandsverhältnisse im Sinne des Deckenbaues auf der anderen Seite, oder auch um den Gegensatz zwischen „freier“ und „gebundener“ Tektonik (Cloos 1927).

Zum ersten Male hat Gerth (1910) in seiner Arbeit über die faziellen und tektonischen Verhältnisse im südlichen rheinischen Schiefergebirge die Frage nach dem Deckenbau in diesem Gebiet aufgeworfen und bejaht.

Die späteren, mehr ins einzelne gehenden Untersuchungen von Michels (1926), Cloos & Scholtz (1930), Kienow (1934) und Scholtz (1934) zeigen, daß sich weder die stratigraphischen noch die strukturellen Verhältnisse mit Deckenbau vereinbaren lassen. Wohl treten örtliche Überschiebungen auf, aber sie können nicht als Deckenschübe bezeichnet werden.

Beyenburg (1930) hat die Frage, ob Deckenbau oder nicht, offen gelassen und hat das Profil des Guldenbachtals sowohl in der Annahme des Deckenbaues wie auch unter der Voraussetzung einer gebundenen Tektonik als starke Pressungszone gezeichnet.

Tektonische Untersuchungen im unteren Hahnenbachtal verdanken wir Tilmann (Tilmann & Chudoba 1931a), Kienow (1934), Scholtz (1934) und Opitz (1935).

Tilmann's Schlüsse beruhen auf stratigraphischen Überlegungen: Zwischen dem Gneis von Wartenstein und dem angrenzenden Gedinne fehlen die Taunusgesteine. Nirgendwo sind auch nur Fetzen vorhanden.

„Für diese auffallende Erscheinung kann man zwei Erklärungen geben. Man kann annehmen, daß am Südrand des heutigen Schiefergebirges auch die Südgrenze des kristallinen Schiefergebirges im Untergrund des Devons erreicht ist und dieses nach S durch die Taunusgesteine abgelöst wird.

Es würde dann die heutige Südgrenze eine alte Strukturlinie im tiefen Untergrund wiederholen. Derartige alte, in späterer Zeit neubelebte Anlagen sind ja in anderen Teilen der deutschen Mittelgebirge mehrfach nachgewiesen worden." (Tilmann & Chudoba 1931 a, S. 23.)

Eine andere Möglichkeit besteht nach Tilmann darin, daß die Taunusgesteine aus dem S an das Devon herangeschoben sind.

In dem Profil durch das untere Hahnenbachtal vertritt Tilmann (1938) die Auffassung, daß es sich um eine starke Preßzone handelt, in der sich trotzdem noch Sattel- und Muldenstellung erkennen lassen. Es ist in der Tat auffällig, daß sich einzelne Schichtpakete im Streichen weithin verfolgen lassen, was auf eine gewisse Regelmäßigkeit im Aufbau hindeuten würde. Im Querprofil ist eine solche Regelmäßigkeit jedoch nicht vorhanden. Die Schichten liegen wirr durcheinander, viel komplizierter noch als im Profil Tilmann's, und Verf. hat es daher unterlassen, in einem stratigraphischen Profil die einzelnen Schichten durch Luftlinien zu verbinden. Ein solcher Versuch lohnt sich erst, wenn das Alter der Sedimente mit Sicherheit bekannt ist.

Kienow und Scholtz haben das Hahnenbachtal in die strukturellen Untersuchungen größerer Gebiete einbegriffen. Ihre Ergebnisse sprechen eindeutig für Bewegungen am Ort.

Nach Scholtz wurde zunächst aus der Gegend des heutigen Nahebeckens eine kristalline Masse unter den Südrand des rheinischen Schiefergebirges geschoben, die dortigen Sedimente wurden intensiv zusammengepreßt und ihre nach N vergierenden Falten nach S umgelegt (Südvergenz). Dadurch bilden die Schichten mit den normalen Falten weiter nördlich einen fächerförmigen Querschnitt. Aus dem gleichen Grund nimmt auch die Metamorphose von N nach S zu. Scholtz rechnet mit der Möglichkeit, daß auch in der Zone der Taunusgesteine devonische Sedimente vorhanden sind.

Verf. hat mit Ausnahme der Auskartierung der Kallenfelser Quarzitzüge keine strukturellen Untersuchungen angestellt, da das Gebiet von Scholtz und Kienow weitgehend berücksichtigt wurde. Außerdem haben tektonische Spezialuntersuchungen auf so kleinem Gebiet wenig Aussicht auf Erfolg, weil die für tektonische Untersuchungen wichtigen Merkmale wie Sättel, Mulden oder Achsenlagen infolge der starken Pressung der Schichten verwischt sind.

Im allgemeinen fallen Schichtung und Schieferung steil (70—90°) nach NW ein, wobei jedoch südlich von Wartenstein ein flacheres Einfallen zu beobachten ist. Eine Ausnahme bilden Buntschiefer südlich von Wartenstein, die mit nur 30° nach NW einfallen.

Im folgenden soll der Aufbau des Gebietes von N nach S kurz besprochen werden.

Von den Grundzügen der Tektonik gibt die Karte (Taf. 15) ein gutes Bild. Eindeutige Faltenbilder sieht man nur im Taunusquarzit des Lützelsoonwaldes, der einen nach SW untertauchenden Sattel bildet. Auf dem Höhenrücken selbst kann

man die Sattelumbiegungen[3]) gut beobachten. Die Sattelachsen fallen mit 15—20° nach SW ein.

Zwischen Lützelsoon und Wartenstein treten die Quarziteinlagerungen in den Hunsrückschiefern fast regelmäßig in zwei nahe gelegenen Zügen auf, die sich im Gegensatz zu der größeren Gestörtheit im S zu Sätteln oder Mulden ergänzen lassen. Inmitten dieser Hunsrückschiefer erscheint südlich vom Dorf Hahnenbach die Kallenfels-Serie, nicht in symmetrischer Doppelung, sondern genau wie nördlich von Kallenfels als eine Schuppe. Auch das tektonische Auftreten spricht hier dafür, daß die Kallenfels-Serie keine normale Einlagerung in den Hunsrückschiefern bildet, sondern diesen eingeschuppt ist.

Von Wartenstein nach S zu ändert sich das Bild. Die Schichten sind noch stärker gepreßt, teilweise sogar ausgequetscht. Gleichzeitig nimmt auch die Phyllitisierung der Tonschiefer zu. Mobilitätsunterschieden fällt eine immer größere Rolle zu. Solche Mobilitätsunterschiede sind es auch, die eine Ausquetschung der kristallinen Linsen aus dem tiefen Untergrund in das höhere Niveau der weichen Tonschiefer bedingten. (Es sei besonders auf die Arbeit von Scholtz (1934) hingewiesen.) Die Linsenform der Gneiskörper geht auch aus dem Kartenbild (Taf. 15) hervor. Die größte ist diejenige von Wartenstein mit 50×500 m, die als solche das gleiche Streichen und steile Einfallen wie das umgebende Paläozoikum aufweist. Innerhalb der Linsen ist das Streichen der Gneise, wie schon betont, teilweise anders (flaches Einfallen des Biotit-Chloritgneises nach SW). Hieraus die Streichrichtung des kristallinen Untergrundes zu rekonstruieren, scheitert jedoch an der Vorstellung, daß solch starre Schollen bei ihrer Herauspressung andere Drehbewegungen als die sie einschließenden Schiefer ausgeführt haben.

Südlich von Wartenstein folgt nach Tilmann (Tilmann & Chudoba 1931a) eine etwa 250 m breite Zone bunter Gedinneschiefer (später hat Tilmann [1938] diese in 2 Gedinnezüge aufgeteilt). In der Tat läßt sich diese Strecke in 6 schmale Streifen, abwechselnd bunte und graue bis graugrüne, z. T. schwärzliche Schiefer, aufteilen. Im S grenzen an den Gneis nicht bunte, sondern graue Schiefer mit Quarzitbänken oder -linsen. Schon darum lassen sich die Schiefer auf der Südseite mit den körnigen Phylliten, Quarziten und Konglomeraten auf der Nordseite nicht zu einem Sattel ergänzen. Daß die Fetzen von körnigen Phylliten und Konglomeraten an der Nordseite des Gneises diesen nicht primär überlagern, sondern durch tektonische Bewegungen an diese Stelle gerückt sind, wurde schon oben ausgeführt. An dieser Stelle muß auf eine schon von Tilmann (Tilmann & Chudoba 1931a) hervorgehobene Tatsache aufmerksam gemacht werden. Sind die Vorsoonwald-Gesteine tatsächlich älter als das übrige Paläozoikum, so ist es auffällig, daß sie auch nicht einmal fetzenhaft zwischen Gneis und Devon erhalten sind, weder bei Wartenstein, noch bei Mörschied, noch bei Schweppenhausen.

Daß die grauen und grünen Schiefer mit den Einlagerungen von schwarzen und hellen Quarziten keine Hunsrückschiefer sind, wird auch dadurch wahrscheinlich, daß in den Schuppen unmittelbar südlich des Gneises zwischen diesem und den bunten Schiefern (älter als Hunsrückschiefer) keine Taunusquarzite stecken.

---

[3]) Opitz (1935) nimmt entgegen allen anderen Beobachtungen an, daß der Lützelsoon eine Mulde bilde. Diese Vorstellung entspricht nicht den klaren Tatsachen und muß darum fallen gelassen werden.

Helle Quarzite erscheinen erst wieder weiter südlich und auch hier nicht an der Grenze graugrüne — bunte Schiefer, sondern innerhalb der graugrünen Schiefer.

Die Mandelsteingrünschiefer treten in einem einzigen, wenn auch langgestreckten Zuge auf, lassen sich also ebenfalls nicht zur Konstruktion von einigermaßen regelmäßigen Sätteln und Mulden ergänzen. Auch sie bilden eine Schuppe.

Südlich der Mandelsteingrünschiefer werden die Lagerungsverhältnisse auch im Streichen selbst komplizierter. Zwei Profile mögen dies erläutern:

Hangweg von Kallenfels zum Kammerfels (von N nach S):	Höhe zwischen Wolfsknopf und Wehlenfels:
Heller Quarzit	Heller Quarzit
Graugrüner Schiefer	Graugrüner Schiefer
Mandelsteingrünschiefer	Mandelsteingrünschiefer
Graugrüner Schiefer	Graugrüner Schiefer
	Bunte Schiefer
fehlen	Kalkknollenschiefer
	Graugrüner Schiefer
Kalkknollenschiefer	Kalkknollenschiefer
Alaunschiefer	Alaunschiefer

Überdies kommt hier die Kallenfels-Serie (Alaun- und Kalkknollenschiefer), nicht wie bei Hahnenbach mit den Hunsrückschiefern, sondern in engster Beziehung zu den bunten Schiefern (Gedinne?) vor. Anormal ist die Einschaltung von Kalkknollenschiefer in bunte und graugrüne Schiefer unter Ausfall der Alaunschiefer.

Die hellen Quarzite bei Kallenfels bilden einen doppelten Zug. Scholtz (1934) gibt hier einen Sattel an, aber leider geht das aus den Aufschlußverhältnissen nicht hervor, würde man doch in einem solchen Falle mit Sicherheit entscheiden können, daß diese Quarzite älter sind als die bunten Schiefer.

Die Grenze der die Kallenfelser Quarzite im S begleitenden Schiefer gegen die Vorsoonwald-Serie ist nicht scharf, so daß auch über die Art dieser Grenze (normal oder Überschiebung) nichts gesagt werden kann. Die Annahme Leppla's (1924), daß dies eine streichende Störung ist, beruht auf der unbewiesenen Voraussetzung, daß die Kallenfelser Quarzite Taunusquarzite sind und die Vorsoonwald-Serie ein viel höheres Alter hat.

Die Vorsoonwald-Serie ist noch stärker gepreßt als die nördlichen Serien und fällt wie diese z. T. etwas weniger steil nach NW ein. Als charakteristisches Merkmal erscheint hier die Kleinfältelung (Abb. 17), die Scholtz (1934) auf Schubklüftung zurückführt, womit auch diese als Alterskriterium ausscheidet.

Das allgemeine Streichen der Schichten im Untersuchungsgebiet ist N 45° O. Von dieser Richtung weichen einzelne Schichtpakete oft erheblich ab, in Aufschlüssen zwischen Kallenfels und Wartenstein bis zu N 30° O, mitunter sogar N—S. Dies erklärt sich aus Quer- bzw. Diagonalstörungen, die den Gesteinszug in Stücke zerlegt und diese gegeneinander verdreht haben. Dabei sind die einzelnen Stücke so hintereinandergereiht, daß sie als Gesamtheit im normalen Streichen bleiben.

Besonders deutlich wird dies bei den härteren Gesteinen wie Grünschiefer und Quarziten. Als Beispiel seien die Quarzite von Kallenfels angeführt (Abb. 19). Am westlichen Hahnenbachufer vereinigen sich die beiden Züge zu einem einzigen. Auf der Höhe bei Oberhausen tritt an einer einzigen Stelle noch eine dritte Schuppe zutage. Die Störungen gehen durch alle Züge hindurch und wechseln von N 80° W

bis N 45° W. Die relative Verschiebung ist meist gering, von wenigen Metern bis 20 m. Nur der südwestliche Teil des Quarzitzuges ist gegen die Schollen auf der Höhe von Oberhausen um 150 m nach W. versetzt. Diese große Störung hat aber keine Beziehungen zu den kleinen Drehverschiebungen und setzt im Tal weiter fort, wo sie die scharfe Umbiegung des Hahnenbachs von N-S nach O-W bedingt.

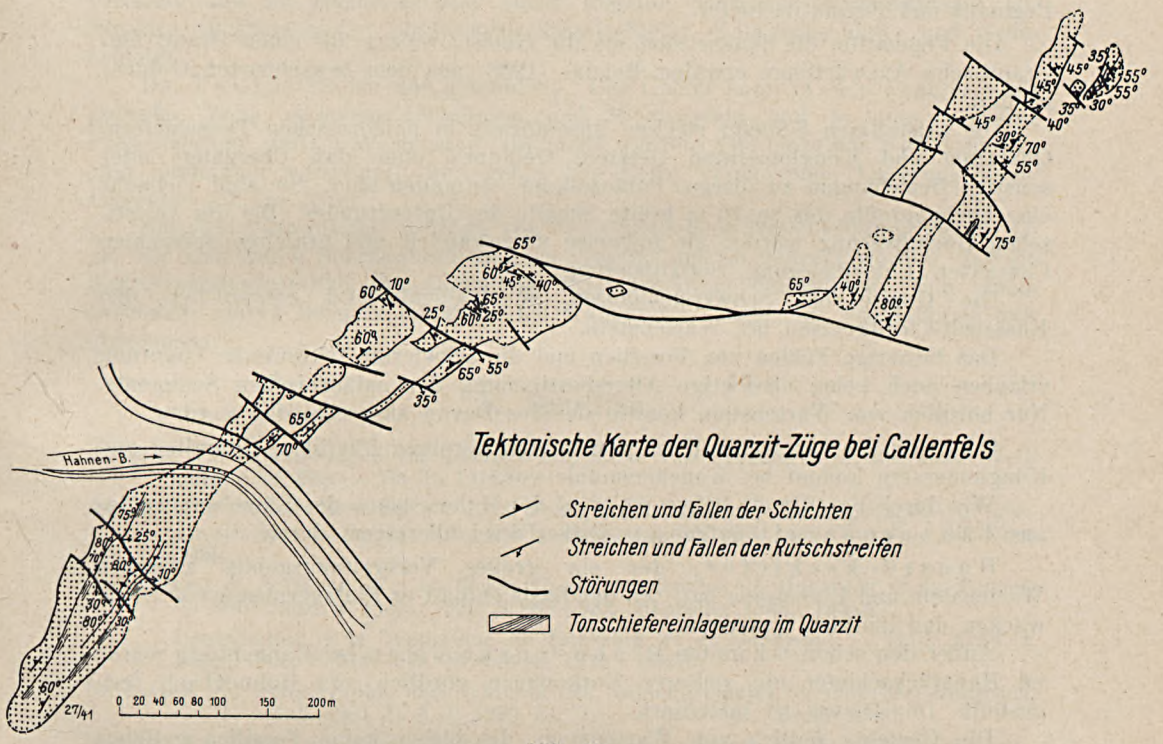


Abb. 19.

Scharfe, streng parallele Rutschstreifen auf den Verschiebungsflächen zeigen den Sinn der Bewegung an. Sie fallen unterschiedlich von 10—65° meist nach SO ein. Es handelt sich demnach um Schrägabschiebungen, wodurch sie sich von den im Grundriß identischen Störungen in den Alpen (Kockel, Richter & Steinmann, 1931) unterscheiden, deren flache Rutschstreifen auf Blattverschiebungen hindeuten. In der Nähe der Störungen sind die Schichten flexurartig verbogen.

Eine weitere Besonderheit ist die intensivere Beanspruchung der randlichen Partien, was besonders gut im Dünnschliff zum Ausdruck kommt. In den inneren Teilen der Quarzitzüge sind die Quarze wohl zertrümmert und zeigen Kataklase, aber noch keine Einregelung, die erst am Rande vor sich geht.

I. Zusammenfassung

Im südöstlichen Hunsrück wurde das untere Hahnenbachtal vom Taunusquarzit des Lützelsoonwaldes bis zur Auflagerung des Rotliegenden bei Kirn a. d. Nahe i. M. 1 : 25 000 kartiert.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Besondere Aufmerksamkeit wurde dem Gneis von Wartenstein, dem größten Vorkommen kristalliner Schiefer im Rheinischen Schiefergebirge, gewidmet.

Folgende Gesteine wurden gefunden und mikroskopisch beschrieben: Flaseriger Musowit-Chloritgneis (Paragneis), streifiger Biotit-Chloritgneis (Orthogneis), serizitischer Quarzitschiefer, Marmor, Hornfels, Amphibolit, Granatamphibolit, Pegmatit und Pegmatitschiefer.

Die Pegmatite, die jünger sind als die Gneise, weisen auf einen Granit hin. Granitische Auswürflinge erwähnt Bruhns (1908) aus dem benachbarten Guldenbachtal.

Die kristallinen Schiefer stecken linsenförmig in paläozoischen Tonschiefern, Quarziten und Konglomeraten (letztere Gedinne), ohne daß Übergänge oder sonstige Beziehungen zu diesem Paläozoikum vorhanden sind. Sie sind vielmehr eine hochgepreßte, bis zu 70 m breite Scholle des Untergrundes. Bei der varistischen Hochpressung wurden sie teilweise umgewandelt und erhielten epizonalen Charakter (Chloritisierung, Serizitisierung).

Die Gneise bei Schweppenhausen im Guldenbachtal entsprechen den Muskowit-Cloritgneisen bei Wartenstein.

Das bisherige Fehlen von Fossilien und die schwierige tektonische Lagerung erlauben noch keine eindeutige Altersbestimmung der paläozoischen Sedimente. Nur nördlich von Wartenstein konnte sicheres Devon ausgeschieden werden:

Oberes Gedinne in Form von bunten körnigen Phylliten, Quarziten und Konglomeraten kommt bei Kauchersmühle vor.

Wie durch Fossilfunde belegt ist, wird der Höhenrücken des Lützelsoonwaldes aus Taunusquarzit aufgebaut. Dieser wird überlagert durch

Hunsrückschiefer, der ein großes Verbreitungsgebiet zwischen Wartenstein und Lützelsoon hat. An der Basis enthält er Einlagerungen von Grauwacken und dunklen Quarziten.

Außer den schon bekannten Diabasvorkommen bei Hahnenbach wurde im Hunsrückschiefer ein weiteres Vorkommen nördlich von Hahnenbach festgestellt. Der Diabas ist intrudiert.

Die Gesteine südlich von Wartenstein, die bisher keine Fossilien geliefert haben, wurden in einzelnen Serien rein petrographisch zusammengefaßt. Die Serien unterscheiden sich zunächst durch den Grad der Metamorphose. Ein Vergleich der einzelnen Gesteine zeigt, daß sie auch verschiedenen stratigraphischen Niveaus angehören müssen.

Zur Kallenfels-Serie gehören Alaun- und Kalkknollenschiefer. Die Alaunschiefer enthalten Einlagerungen von phyllitischen Kieselschiefern, dolomitischem Quarzit und kalkigen Manganknollen. Bei Kallenfels sind ihnen 2 konkordante Diabasgänge eingeschaltet, die den Diabasgängen im Hunsrückschiefer gleichzustellen sind. Außer dem schon bekannten Verbreitungsgebiet der Kallenfels-Serie bei Kallenfels wurde ein weiteres Vorkommen bei Hahnenbach festgestellt. Nach eigenen Beobachtungen und Literaturangaben wurden Gesteine am Südrand des Hunsrücks und Taunus aufgezählt, die mit der Kallenfels-Serie parallelisiert werden können.

Die Hahnenbach-Serie zwischen Wartenstein und Kallenfels umfaßt graue und graugrüne, stellenweise schwärzliche, phyllitische Tonschiefer mit Einlagerung von hellen und schwarzen Quarziten und bunten Schiefern, sowie helle Quarzite. Eingelagert sind weiterhin kalkreicher Chloritalbitschiefer sowie Mandelsteingrünschiefer. Letztere bilden bei

Kallenfels bis zu 70 m mächtige Linsen und enthalten Brocken von mitgerissenem, schwarzem, kristallinem Kalk. Die Mandeln deuten auf Oberflächenergüsse (Diabase) hin.

Die Vorsoonwald-Serie ist die Fortsetzung der epizonalen Gesteinszone, die aus dem südlichen Taunus kommend, in den südlichen Hunsrück hinein fortsetzt und im Hahnenbachtal durch folgende Gesteine gekennzeichnet ist: Phyllite, Quarzitschiefer, phyllitische Kieselschiefer, Kalkgrünschiefer und Grünschiefer.

Die Tektonik ist eine gebundene. Das Gebiet kann in eine weniger stark gepreßte Zone zwischen Lützelsoon und Wartenstein und in eine intensive Pressungszone südlich Wartenstein eingeteilt werden. Die einzelnen Schichtpakete sind ineinander verschuppt und geben bei dieser verworrenen Lagerung keine Hinweise auf das Alter.

Einzelne Gesteinszüge weichen von der allgemeinen Streichrichtung (N 45° O) ab. Sie sind durch Schrägabschiebungen versetzt und so gedreht worden, daß sie hintereinandergestaffelt die allgemeine Streichrichtung beibehalten. Von einem besonders klaren Beispiel (Quarzite bei Kallenfels) wurde eine Spezialkarte aufgenommen.

K. Schriften

Ahlburg, J.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen 1 : 25 000, Blatt Weilburg, Lief. 208. — Berlin 1918.

Ammon, L. v. (unter Mitwirkg. v. Reis, Schuster & Koehne): Erläuterungen zur geognostischen Karte des Königreichs Bayern 1 : 100 000, Blatt Kusel. — München 1909.

Asselberghs, E. & Henke, W.: Le Siegenien et le Gedinnien du Hunsrück et du Taunus. — Bull. Acad. r. Belg., 1935, S. 865—882. Bruxelles 1935. 1935a.

— : Contribution à la Tectonique du Hunsrück et du Soonwald. — Bull. Acad. r. Belg., 1935, S. 974—979. Bruxelles 1935. 1935b.

Beyenburg, E.: Stratigraphie und Tektonik des Guldenbachtales im südlichen Hunsrück. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1930, **51**, T. 1, S. 417—461. Berlin 1930.

Bruhns, W.: Über vulkanische Bomben von Schweppenhausen bei Stromberg im Hunsrück. — Verh. naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf., 1907, **64**, S. 153—161. Bonn 1908.

Bücking, H.: Der nordwestliche Spessart. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **12**. Berlin 1892.

Burkart, J.: Geognostische Skizze des Kreises Kreuznach und einiger angrenzenden Gegenden der ehemaligen Pfalz. In Nöggerath, J.: Das Gebirge in Rheinland und Westphalen nach mineralogischem und chemischem Bezuge, **4**. — Bonn 1826.

Cayeux, L.: Les preuves de l'existence d'organisme dans le terrain Précambrien. — Bull. Soc. géol. France, **23**, 3. Sér., S. 197—228. Paris 1894.

Chudoba, K.: Gesteinsbildende Mineralien. — Herder, Freiburg 1932.

Chudoba, K. & Obenauer, K.: Über die metamorphen Gesteine bei Winterburg im Hunsrück. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **63**, A, S. 59—82. Stuttgart 1932.

Cloos, H.: Zur Frage des Deckenbaus in Schlesien und im Fichtelgebirge. — Geol. Rdsch. **18**, S. 221—225. Berlin 1927.

— : Einführung in die Geologie. — Bornträger, Berlin 1936.

Cloos, H. & Scholtz, H.: Die Grundlagen der Deckenhypothese im südlichen Hunsrück. — Geol. Rdsch., **21**, 1930, S. 289—293. Berlin 1930.

Dahlgrün, F.: Die Faziesverhältnisse im Silur und Devon des Kellerwaldes. — Stillefestschr., S. 21—37. Stuttgart 1936.

Dechen, H. v.: Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, 1 : 80 000, Section Kreuznach. — Simon Schropp, Berlin. O. J.

Fischer, G.: Die Gesteine der metamorphen Zone von Wippra, mit besonderer Berücksichtigung der Grünschiefer. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **121**. Berlin 1929.

Fuchs, A.: Das Unterdevon der Loreleygegend. — Diss. Wiesbaden 1899.

— : Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein, nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevons mittelrheinischer Fazies und die Faziesgebiete innerhalb des rheinischen Unterdevons. — Z. deutsch. geol. Ges., **59**, 1907, S. 96—119. Berlin 1907.

— : Die unteren Gedinneschichten der Gegend von Wiesbaden. — Jb. nass. Ver. Naturk., **80**, S. 74—86. München u. Wiesbaden 1929.

Geib, K. W.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Bereiche des Kartenblattes Waldböckelheim im Naheberglande und die tertiären Ablagerungen im westlichen Teile des Mainzer Beckens. — Notizbl. hess. geol. L.-A. Darmstadt, 5. F., H. 19, S. 3—51. Darmstadt 1938.

Gerth, H.: Gebirgsbau und Facies im südlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. — Geol. Rdsch., 1910, **1**, S. 82—96. Leipzig 1910.

Gosselet, M.: Deux excursions dans le Hunsrück et dans le Taunus. — Ann. Soc. géol. Nord, 1889—90, S. 300—342. Lille 1890.

Grebe, H.: Über die Quarzitsattelrücken im südöstlichen Theile des Hunsrücks. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1880, S. 243—259. Berlin 1881.

Grubemann-Niggli: Die Gesteinsmetamorphose. **1**. — Bornträger, Berlin 1924.

Holzapfel, E.: Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. — Abh. k. preuß. geol. L.-A., N. F., **15**. Berlin 1893.

— : Die Faziesverhältnisse des rheinischen Devon. — v. Koenen-Festschr., S. 231—262. Stuttgart 1907.

Kayser, E.: Beitrag zur Kenntnis der Fauna des Taunusquarzits. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1880, S. 260—266. Berlin 1881.

— : Neue Beiträge zur Kenntnis des rheinischen Taunusquarzits. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1882, S. 120—132. Berlin 1883.

— : Referat über: Gosselet, Deux excursions dans le Hunsrück et le Taunus. — N. Jb. Min. usw., 1891, **1**, S. 113—115. Stuttgart 1891.

Kegel, W.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen 1 : 25 000, Blatt Wetzlar-Großen-Linden, Lief. 275. — Berlin 1929.

Kienow, S.: Die innere Tektonik des Unterdevons zwischen Rhein, Mosel und Nahe. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1933, **54**, S. 58—95. Berlin 1934.

Koch, C.: Die kristallinen, metamorphischen und devonischen Schichten des Taunusgebirges. — Verh. naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf., **31**, S. 92—97. Bonn 1874.

— : Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen 1 : 25 000, Blatt Eltville, Lief. 15. — Berlin 1880.

— : Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Blatt Preßberg-Rüdesheim, Lief. 111. Berlin 1904.

Kockel, C. W., Richter, M. & Steinmann, H. G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. deutsch. u. österr. Alpenver., **10**. Innsbruck 1931.

Kossmat, F.: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. — Abh. sächs. geol. Landesamts, **1**. Leipzig 1927.

Kutscher, F.: Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Jb. nass. Ver. Naturk., **81**, S. 177. Wiesbaden 1931.

— : Über eine Fauna im Hunsrückschiefer des Hahnenbachtales. — Z. deutsch. geol. Ges., 1934, **86**, S. 141—145. Berlin 1934. 1934a.

— : Die Soonwaldschiefer im Kellen- und Hahnenbachtale des Hunsrücks. — Cbl. Min. usw., 1934, B, S. 193—197. Stuttgart 1934. 1934b.

— : Taunusquarzit, Throner Quarzite und Hunsrückschiefer des Hunsrücks und ihre stratigraphische Stellung. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1936, **57**, S. 186—237. Berlin 1937.

Lasaulx, A. von: Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine im Gebiete von Saar und Mosel. — Verh. naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf., **35**, 4. F. 5, S. 163—236. Bonn 1878.

Leppla, A.: Über meine Aufnahmen im westlichen Rheingau (Blatt Rüdesheim und Preßberg). — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1899, **20**, S. LXXVI—LXXXIV. Berlin 1900.

— : Geologische Übersichtskarte von Deutschland, Abt. Preußen u. Nachbarstaaten, 1 : 200 000, Blatt Mainz, Nr. 150. — Berlin 1921.

— : Über den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **75**, 1923, S. 80—87. Berlin 1924.

— : Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1924, **45**, S. 1—88. Berlin 1925. 1925a.

— : Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Soonwaldes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1924, **45**, S. 194—196. Berlin 1925. 1925b.

Lepsius, R.: Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. 1. Teil. — Stuttgart 1887—1892.

Lossen, C.: Geognostische Beschreibung der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus in der östlichen Hälfte des Kreises Kreuznach nebst einleitenden Bemerkungen über das „Taunus Gebirge" als geognostisches Ganzes. — Z. deutsch. geol. Ges., 1867, **19**, S. 509—700. Berlin 1867.

Lossen, K. A.: Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1883, S. 619—642. Berlin 1884.

— : Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1884, S. 525—545. Berlin 1885.

Michels, F.: Zur Tektonik des südlichen Taunus. — Sber. preuß. geol. L.-A., H. 1, S. 73—77. Berlin 1926.

Milch, L.: Die Diabasschiefer des Taunus. — Z. deutsch. geol. Ges., 1889, **41**, S. 394—441. Berlin 1889.

Nöring, F. K.: Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **192**. Berlin 1939.

Obenauer, K.: Zoisit und Epidot in Gesteinen des Soonwaldes. — Verh. naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf., **93**, S. 182—186. Bonn 1936.

Opitz, R.: Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrücklandes Birkenfeld. — Leipzig 1932.

— : Tektonische Untersuchungen im Bereich der unterdevonischen Dachschiefer südöstlich vom Idarwald. — (Hunsrück.) — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1934, 55, S. 219—257. Berlin 1935.

Reinach, A. v.: Über einige Versteinerungsfundpunkte im Bereich des Taunus. — Z. deutsch. geol. Ges., 1900, **52**, S. 165—166. Berlin 1900.

— : Über die zur Wassergewinnung im mittleren und südöstlichen Taunus angelegten Stollen. — Abh. k. preuß. geol. L.-A., N. F., **12**. Berlin 1904.

— : Gebirgsbau und Stratigraphie des Taunus. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1902, **24**, S. 596—608. Berlin 1905.

Richter, R. & E.: Versteinerungen in der Taunusphyllit-Reihe des östlichen Taunus. — Senckenbergiana, **7**, S. 244—247. Frankfurt a. M. 1925.

Sandberger, F.: Über den Basalt von Naurod bei Wiesbaden und seine Einschlüsse. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., 1883, **33**, S. 33—60. Wien 1883.

Schlossmacher, K.: Die Serizitgneise des rechtsrheinischen Taunus. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1917, **38**, T. 1, S. 374—433. Berlin 1919.

— : Keratophyre und ihre dynamometamorphen Äquivalente aus der Umgebung von Bad Homburg im Taunus. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1919, **40**, T. 1, S. 460—505. Berlin 1921.

Schlossmacher, K.: Keratophyre aus dem rechtsrheinischen Vordertaunus. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1920, **41**, T. 2, S. 308—348. Berlin 1922.

— : In Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen 1 : 25 000, Blatt Eltville-Heidenfahrt, Lief. 288. — Berlin 1931.

Schmitt, F.: Sedimentpetrographische Untersuchungen der linksrheinischen Gedinneschichten.— Diss. Bonn 1937.

Scholtz, H.: Das varistische Bewegungsbild. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., 8, H. 25. Berlin 1930.

— : Die Tektonik des Steinkohlenbeckens im Saar-Nahe-Gebiet und die Entstehung der Saar-Saale-Senke. — Z. deutsch. geol. Ges., 1933, **85**, S. 316—382. Berlin 1934.

Steininger, J.: Geognostische Beschreibung des Landes zwischen der unteren Saar und dem Rheine. — Ein Bericht an die Ges. nützl. Forsch. zu Trier. — Trier 1841.

Stickel, R.: Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. — Beitr. Landesk. Rheinl., **5**. Leipzig 1927.

Tilmann, F. H.: Durch eine geologische Kartierung des Gebietes zu beiden Seiten des untersten Simmerbachtales im Soonwald ist Zusammensetzung und Verbreitung der sogenannten Taunusgesteine sowie ihre Grenze gegen das Rotliegende festzustellen. — Geol. Meldearbeit, Techn. Hochschule Berlin. 1938.

Tilmann, N.: In Summer field meeting 1937. The Rhenish Schiefergebirge. — Proc. Geologist' Assoc., **49**, S. 239—240. London 1938.

Tilmann, N. & Chudoba, K.: Der Gneis von Wartenstein. — Sber. niederrh. geol. Ver., 1929, **23**, S. 2—24. Bonn 1931. 1931a.

— : Durch den Soonwald zwischen Kreuznach und Kirn. — Z. deutsch. geol. Ges., 1931, **83**, S. 690—694. Berlin 1931. 1931b.

Wagner, W. & Michels, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Bingen-Rüdesheim. — Darmstadt 1930.

Zum Bau des tieferen Untergrundes in Nordost-Deutschland

Von Bernhard Brockamp, Berlin

Tafel 16 bis 18 und 2 Abbildungen

Inhalt

	Seite
Einleitung	157
A. Die tektonische Stellung der wichtigsten geophysikalischen Strukturen im nordostdeutschen Raum	158
I. Die Tempelburger Achse	158
II. Das Hochgebiet von Stolpmünde	162
III. Die magnetischen Massive von Ostpreußen	163
IV. Die gravimetrischen Hochgebiete im Bereich der Pompeckj'schen Schwelle	164
B. Die tektonische Entwicklung des nordostdeutschen Raumes	166
I. Die erste Anlage des Ostdeutschen Troges	166
II. Die Entwicklung des Ostdeutschen Troges im Mesozoikum	168
III. Die Entstehung der Tempelburger Achse und die Verlagerung der Sedimentationsräume im Tertiär	172
Zusammenfassung	174
C. Schriften	175
D. Erläuterungen zu Tafel 16—18	180

Einleitung

Noch vor einem Jahrzehnt war der tiefere Untergrund des norddeutschen Flachlandes bis auf die wenigen Aufschlüsse, die bereits F. Wahnschaffe und Fr. Schucht in ihrer „Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes" 1921 aufgezählt hatten, so gut wie unbekannt. Erst nachdem 1934 das Reich die Erforschung des tieferen Untergrundes Norddeutschlands selbst in die Hand genommen hatte, trat eine Wandlung ein.

Große Teile des norddeutschen Flachlandes sind seit 1934 geophysikalisch vermessen worden; mehr als 160 Bohrungen (mit über 166 000 Bohrmetern) wurden mit Reichsmitteln vom 1. 7. 1934 bis 1. 4. 1937 auf Erdöl heruntergebracht. Seit dem Anlaufen des Vierjahresplanes erfuhr die gesamte Bodenforschung dank der Initiative von Staatssekretär Keppler eine weitere, erhebliche Ausweitung: So wurden von 1937 bis 1939 allein 250 Erzbohrungen mit 110 000 Bohrmetern mit Mitteln des Reiches abgeteuft. Hinzu kommen die Reichsbohrungen auf Erdöl so-

wie die zahlreichen Bohrungen, die die Industrie von sich aus im Rahmen des Vierjahresplanes auf Öl und Erz heruntergebracht hat. — Durch diese rege Aufschlußtätigkeit, die sich vor allem im Nordwesten des Reiches konzentriert hat, wurden die Verhältnisse im westlichen Teil des norddeutschen Flachlandes weitgehend geklärt (Gerh. Richter hat den Ablauf der tektonischen Bewegungen im Niedersächsischen Becken 1938 in einer vorläufigen Mitteilung darstellen können). Inzwischen sind auch die regionalen Aufnahmen im Nordosten des Reiches so weit fortgeschritten, daß die wichtigsten tektonischen Einheiten nunmehr auch in diesem Raum wenigstens in groben Zügen erkennbar sind.

A. Die tektonische Stellung der wichtigsten geophysikalischen Strukturen im nordostdeutschen Raum

Die bisher vorliegenden magnetischen, gravimetrischen und seismischen Messungen erlauben, in Nordostdeutschland folgende große Strukturen zu unterscheiden:

1) die Tempelburger Achse,
2) das Hochgebirge von Stolpmünde,
3) die magnetische Massive von Ostpreußen und
4) die gravimetrischen Hochgebiete im Bereich der Pompeckj'schen Schwelle.

Im folgenden wird versucht, zunächst die tektonische Stellung dieser Strukturen an Hand der neuen Bohrergebnisse zu klären.

I. Die Tempelburger Achse

a) Das geophysikalische Bild (vgl. Taf. 16)

1936 hatte ich auf Grund seismischer Arbeiten und unter Einbeziehung der verhältnismäßig wenigen Schwerewerte, die damals vorlagen, die Ansicht ausgesprochen, daß sich ein geophysikalischer Schwellenzug von Fünen über Falster und Rügen nach Ostpommern bis zum polnischen Mittelgebirge erstrecke. In Weiterverfolgung dieser Gedankengänge wurden 1937 zunächst die Gebiete um Klemmen, Brendemühl und Wollin mittels Bohrungen und Schürfarbeiten geologisch untersucht und große Teile von Ostpommern in das gravimetrische und seismische Netz der Reichsaufnahme einbezogen.

Bei dieser geophysikalischen Aufnahme ergab sich eine breite Zone höherer Schwerewerte, die sich von der ostpommerschen Küste zwischen Dievenow und Köslin über Tempelburg und Schneidemühl verfolgen ließ. Nach den Messungen, die die Geologische Anstalt in Warschau mit dem Thyssengravimeter in den Reichsgauen Wartheland und Danzig-Westpreußen 1937—39 ausführen ließ, dürfte sich das gravimetrische Hochgebiet, das im folgenden als Tempelburger Achse bezeichnet wird (vgl. A. Bentz & H. Closs 1939), noch über Hohensalza hinaus nach Südosten bis nördlich Litzmannstadt erstrecken. Die Tempelburger Achse erreicht damit eine Länge von etwa 400 km, d. h. ihre Erstreckung ist wesentlich größer als etwa die der Sudeten.

Auch das beträchtliche Schweregefälle (30—40 mgal) von diesem Schwerehoch zu den benachbarten Senken charakterisiert die Tempelburger Achse als eine der wichtigsten Strukturen des norddeutschen Flachlandes. Entsprechend den geophysikalischen Messungen in Fünen, wo

in einem gravimetrischen Hoch schallharte Schichten in verhältnismäßig geringer Tiefe festgestellt wurden, ließ die Seismik der Reichsaufnahme im Bereich der Tempelburger Achse eine deutliche Aufwölbung der Deckgebirgsschichten größerer Schallhärte erkennen.

b) Der geologische Untergrund

Nach Auswertung der geophysikalischen Messungen und der Bohrungen bei Klemmen und Brendemühl wurde zur weiteren Klärung des geologischen Baues dieser Struktur ein Querprofil über die Tempelburger Achse abgebohrt. Die Bohrungen wurden von mir nahe der pommerschen Küste im Bereich der Gabelung der Tempelburger Achse angesetzt, da ein Querprofil durch die beiden Äste einen besonders klaren Einblick in die Zusammenhänge von Geophysik und Geologie des tieferen Untergrundes versprach. Außerdem lagen hier bereits die Ergebnisse einiger älterer Bohrungen vor, die zur Ergänzung der neuen Untersuchungen willkommen waren.

Auf Taf. 16 sind die wichtigsten geophysikalischen und geologischen Daten zusammengestellt (vgl. auch die abgedeckte geologische Karte der Taf. 17). Es ergibt sich daraus folgendes: Die Bohrungen, die westlich und östlich der Tempelburger Achse im Bereich geringerer Schwerewerte angesetzt sind, haben unter der quartären Bedeckung Tertiär und Kreide nachgewiesen, also Schichten, die auf der Tempelburger Achse längst abgetragen sind (s. u.). Dabei ist die Mächtigkeit der tertiären und kretazischen Schichten nicht unbeträchtlich; sie erreicht in der Bohrung Sassenburg immerhin mehr als 600 m. Am Rande des Schwerehochs ist noch Weißjura erhalten, wie die Aufschlüsse bei Klemmen und Zarnglaff im Westen und Bodenhagen im Osten des Hochs zeigen. Dagegen trafen die Bohrungen im Kern des Schwerehochs bei Kl. Dievenow, Kammin, Brendemühl und Papenhagen unmittelbar unter dem Quartär bzw. Tertiär Dogger bzw. Lias an. Das kleine gravimetrische Tiefgebiet von Horst fällt wieder mit einer Oberkreidemulde zusammen.

Auch im südlichen Abschnitt der Tempelburger Achse ist eine engere Beziehung zwischen gravimetrischem Bild und geologischem Untergrund nicht zu verkennen. So kam die Bohrung „Goldene Aue 2" bei Jastrow auf der Schwereachse unmittelbar unter dem tertiären Deckgebirge in Dogger, während die benachbarte Bohrung Zischkowo südwestlich der Tempelburger Achse unter dem Tertiär noch Kreide nachwies. Ebenso sind die Bohrungen Schubin und Bartschin, die auf der Schwereachse stehen, sofort unter dem Quartär bzw. Tertiär in Rhät-Lias gekommen, während die Bohrungen auf den Flanken der Achse noch Malm bzw. Kreide antrafen, wobei allein Oberkreide + Alb in der Bohrung Sieletz eine Mächtigkeit von über 668 m erreichen.

Schließlich ergibt sich auch im Profil Litzmannstadt-Lentschütz-Gombin eine deutliche Heraushebung älterer Schichten im Bereich der Schwereantiklinale: Die Bohrung Litzmannstadt traf im Südwesten der Schwereachse noch 480 m Oberkreide an, während die Bohrungen Lentschütz und Słotwiny, die auf der Achse stehen, unter dem Quartär bzw. Jungtertiär Malm nachwiesen. Erst nordöstlich der Schwereachse stellt sich wieder Oberkreide[1]) ein, wie die Bohrungen bei Gombin und Sanniki gezeigt haben. Angesichts dieser Beziehung zwischen Schwerebild und geologischem Untergrund liegt es nahe, auch dort, wo auf der Tempel-

[1]) In der Bohrung Strzegocin (nordöstlich von Lentschütz) vermuteten J. Lewiński & J. Samsonowicz (1918) unter fraglichem Tertiär Kreide, jedoch ist die stratigraphische Zuordnung nicht gesichert.

burger Achse noch Bohrungen fehlen, aus dem Verlauf der Isogammen auf das Streichen der Schichten zu schließen (vgl. Taf. 17). Bei einer solchen Auswertung ist es nicht sehr wesentlich, ob z. B. die bunten Letten der Bohrung Milkow nun tatsächlich dem Keuper angehören, wie es auf Taf. 17 angenommen ist, oder ob der Kern des Hochgebietes hier von jener mächtigen Serie von terrestrem „Rhät-Lias" gebildet wird, wie sie die Bohrung „Goldene Aue Nr. 2" bei Jastrow antraf. Auch die genaue Umgrenzung der mesozoischen Schichten in der Nachbarschaft der Salzaufpressungen von Salzhof, Hohensalza, Hochfeld und anderenorts muß einer in Angriff genommenen geologischen und geophysikalischen Spezialuntersuchung vorbehalten bleiben.

c) Die Fortsetzung der Tempelburger Achse

Es ist gelegentlich eine direkte Verbindung der Tempelburger Achse mit den Heiligkreuzbergen vermutet worden. Die bisherigen gravimetrischen Messungen lassen einen solchen unmittelbaren Zusammenhang nicht erkennen. Sie zeigen, daß zum mindesten gewisse axiale Depressionen vorhanden sind. — H. Closs & R. von Zwerger (1940) haben ferner darauf hingewiesen, daß die Tempelburger Achse ein langes, schmales Hochgebiet zwischen ausgeprägten Senken darstellt, das Polnische Mittelgebirge dagegen einem breiten Sockel aufgesetzt ist: Dem gravimetrischen Bilde nach sind also Tempelburger Achse und Heiligkreuzberge verschiedenartige Strukturen.

Andererseits ist aber aus der abgedeckten geologischen Karte der Taf. 17 zu ersehen, daß von der Nordecke der Heiligkreuzberge bei Inowlodz (östlich Tomaszów) eine geologische Hebungsachse nach Nordwesten läuft. die die Kreidemulde von Litzmannstadt im Nordosten begrenzt und auf die Tempelburger Achse zustreicht. Im Bereich dieser Achse haben die Bohrungen Wilkowice, Rawa Mazowiecka, Słotwiny, Koluszki, Rogów, Dombrówka, Lentschütz und andere in geringer Tiefe unter dem Quartär bzw. Tertiär Malm (und zwar z. T. Oxford) angetroffen, während nördlich und südlich der Achse Oberkreide erbohrt ist (es scheint sich dabei um eine einfache Aufwölbung zu handeln; denn zwischen Lentschütz und Litzmannstadt stellt sich südlich des aus Kimmeridge aufgebauten Gewölbekernes in den Bohrungen bei Solca, Ozorków und Zgierz zunächst Turon ein und erst bei Litzmannstadt auch mächtiges Senon [vgl. Samsonowicz 1928, S. 28]). Ob zwischen Lentschütz und Leslau eine Verbindung von diesem Jurasporn zur Tempelburger Achse besteht und somit die Tempelburger Achse als unmittelbare Fortsetzung einer jungen Achse der Heiligkreuzberge anzusehen ist, läßt sich z. Z. allerdings noch nicht entscheiden. Der Zusammenhang zwischen Tempelburger Achse und Polnischem Mittelgebirge bedarf hier also noch der Klärung.

Die nördliche Fortsetzung des westlichen Astes der Tempelburger Achse dürfte in den gravimetrischen Hochgebieten von Rügen, Falster und Fünen und den entsprechenden Senonaufbrüchen zu suchen sein[2]), dagegen weist die Anhäufung von Triasgeschieben an der Ostküste Rügens auf die Nähe eines Hochgebietes im O von Rügen hin, das vielleicht mit dem östlichen Ast der Tempelburger Achse und dem gravimetrischen Hoch südwestlich von Schonen (vgl. H. Haalck 1925) in Verbindung gebracht werden darf.

Aus den Gravimetermessungen von G. Nörgaard geht hervor, daß die Fortsetzung der Tempelburger Achse nicht auf Seeland erwartet werden kann. Der

[2]) Dabei scheint es sich weniger um eine einfache Achse zu handeln, als vielmehr um eine verhältnismäßig breite Zone einzelner aneinander gereihter Schwellen.

dortigen Schwere-Synklinale dürfte vielmehr eine große Senke entsprechen; erreicht doch bei Kopenhagen allein das Senon eine Mächtigkeit von mehr als 800 m! Schichten größerer Schallgeschwindigkeit (3,2 km/st.) liegen in Seeland auf jeden Fall sogar tiefer als 1500 m (vgl. B. Brockamp 1934). Dabei dürfte unter der Kreide das ältere Mesozoikum noch relativ vollständig entwickelt sein, wie H. Frebold (1928) und K. Richter (1931) an Hand von paläogeographischen Auswertungen der Geschiebefunde gezeigt haben.

Mit dieser dänischen Synklinale steht das große Schweregefälle in Einklang, das von G. Nörgaard und H. Haalck im Südwesten des gravimetrischen Hochgebietes vom Schonen-Bornholm beobachtet wurde. Das Gefälle erreicht bei Helsingborg 23,6/mgal auf 5 km und läßt im Zusammenhang mit anderen Beobachtungen (Bohrungen bei Kurremölla und Köpinge) vermuten, daß das Mesozoikum im W dieser Störung eine Mächtigkeit von mehr als 2000 m erreicht, nimmt doch G. Troedsson (1935) allein für die Kreide auf Schonen eine Mächtigkeit von 1600 bis 2000 m an und A. Hadding (1933) für den erzführenden Jura bei Kurremölla 1000 m!

Da die Haalck'schen Messungen einen Zusammenhang zwischen den gravimetrischen Hochgebieten von Schonen und Bornholm wahrscheinlich machen und andererseits ein solcher zwischen den Hochgebieten von Fünen, Falster und Rügen bestehen dürfte, liegt die Annahme nahe, daß die Dänische Senke zwischen Rügen und Bornholm ihre Fortsetzung findet.

d) Zum Alter der tektonischen Bewegungen

Wie bereits betont wurde, erreichen Kreide und Tertiär in der Nachbarschaft der Tempelburger Achse große Mächtigkeit, während diese Schichten auf der Achse selbst meist fehlen. Wenigstens die letzte Hebung der Tempelburger Achse ist also verhältnismäßig jungen Datums (dasselbe trifft für das gravimetrische Hochgebiet von Falster und Fünen zu; denn auch hier sind Paleozän und Eozän noch in die Aufwölbung einbezogen: während im Bereich des gravimetrischen Hochgebietes das Tertiär fehlt, erreicht es an der Flanke des Hochgebietes bei Sonderburg eine Mächtigkeit von mehr als 250 m).

Spuren prätertiärer Bewegungen, die auf eine Hebungstendenz dieser Scholle in mesozoischer Zeit schließen lassen, sind im Bereich der Tempelburger Achse und ihrer nordwestlichen Fortsetzung bisher nicht bekannt geworden; denn während im SW auf der Pompeckj'schen Schwelle unter der transgredierenden Kreide Oberer und Mittlerer Jura fehlen — wie die Bohrungen in Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Brandenburg und der Lausitz zeigen —, ist im Bereich der Tempelburger Achse ja gerade noch mächtiger Weißer Jura erhalten und bislang keine größere Schichtlücke im Mesozoikum nachgewiesen worden. Auf Grund seiner Fazies (salinares Purbeck bei Leslau) und seiner Mächtigkeit von 700 bis 800 m ist anzunehmen, daß in der Malmzeit der Bereich der Tempelburger Achse zu den zentralen Teilen des Ostdeutschen Beckens gehörte. Auch die relativ große Mächtigkeit, die die Schichten der Oberkreide in der unmittelbaren Nachbarschaft der Tempelburger Achse in der Bohrung Sieletz erreichen, und das Fehlen klastischer Einschaltungen lassen hier das Trogtiefste des Ostdeutschen Becken erkennen (vgl. S. 173).

Die Tempelburger Achse stellt somit keine Schwellenregion dar wie etwa der Skythische Wall, dessen Hebungstendenz fast zu allen Zeiten unverkennbar ist, vielmehr

handelt es sich dabei um eine recht junge Heraushebung zentraler Teile des Ostdeutschen Beckens.

II. Das Hochgebiet von Stolpmünde

Zwischen Köslin und der Halbinsel Hela ist an der pommerschen Küste seit langem ein großes magnetisches Störgebiet bekannt (die magnetische Vertikalintensität erreicht hier Werte von 700 γ). Auch aus den seismischen und gravimetrischen Messungen der Reichsaufnahme ergibt sich an der ostpommerschen Küste ein Störgebiet, das durch die geringe Tiefenlage schallharter Schichten und durch seinen Schwereanstieg von 34 mgal (auf 40 km) auffällt.

Eine Klärung dieser Struktur brachten einige Pionierbohrungen der Vierjahresplanstelle „Erforschung des deutschen Bodens". Die Bohrungen wurden so angesetzt, daß sie sich mit den älteren Bohrungen auf Hela zu einem großen West-Ost-Profil zusammenfügen und dabei auch einen Einblick in die Randbezirke der Struktur geben (vgl. Fr. Dahlgrün & O. Seitz 1941).

Wie Taf. 16 zeigt, transgrediert die Obere Kreide (+ Alb) bei Rügenwalde und Stolpmünde unmittelbar auf Buntsandstein, der in der Bohrung Leba von Perm und kaum gestörtem Silur unterlagert wird. Im Cenoman-Konglomerat der Bohrung Karwen, die am Südostrand der Stolpmünder Struktur steht, finden sich Braunjura-Gerölle, während solche des Malms fehlen. Da bei Köslin, Hohensalza und Heilsberg noch mächtiger Weißer Jura erhalten ist, haben somit die Bohrungen Rügenwalde, Stolpmünde und Leba, die auf der geophysikalischen Struktur von Stolpmünde angesetzt sind, ein großes vorkretazisches Hochgebiet nachgewiesen.

Dieses Hochgebiet hebt sich nördlich der ostpommerschen Küste noch stärker heraus, denn zwischen Stolp und Leba finden sich, wie Ladwig (1939) dargelegt hat, im Diluvium ungewöhnlich zahlreiche große, scharfkantige und wenig gekritzte Geschiebe von Beyrichienkalken und Devongesteinen, die nur als Lokalmoränen aufgefaßt werden können. Es liegt nahe, dieses Schwellengebiet mit dem großen Schwerehoch von Bornholm, wo das Grundgebirge weithin zutage tritt und die paläozoischen Schichten gleichfalls wenig gestört sind, in Zusammenhang zu bringen.

Für diese Annahme spricht auch, daß beide Hochgebiete nahezu gleichzeitig aufgewölbt worden sind: Im Oberen Jura lassen weder die Kalke von Köslin noch die Malmgeschiebe auf Bornholm eine klastische Randfazies erkennen (Bornholm und Stolpmünder Hochgebiet waren damals also offenbar noch überflutet). Das Alb greift hingegen bereits auf den Buntsandstein des Stolpmünder Hochgebietes über, und auch auf Bornholm ist das Alb zumindesten klastisch entwickelt (vgl. E. Voigt 1931). Das Cenoman transgrediert in Bornholm auf Lias, und die Doggergerölle im Grünsand der Bohrung Karwen zeigen, daß auch in der Nachbarschaft des Stolpmünder Hochgebietes in der Cenomanzeit tieferer Jura abgetragen wurde. Im übrigen ist das Cenoman sowohl in Bornholm wie in Heringsdorf, Rügenwalde, auf Hela, in Ostpreußen und Mittellitauen sowie in Weißrußland bis nach Minsk ausschließlich als Grünsand entwickelt, während in Vorpommern, dem Wartheland u. a. O. wenigstens die höheren Teile des Cenomans kalkig-mergelig ausgebildet sind. Die Grünsande des Cenomans begleiten demnach den Rand des nördlichen Hochgebietes. Auch die Faziesverhältnisse im höheren Jura machen es wahrscheinlich, daß die damalige Küste des altangelegten nördlichen Hochgebietes (= Fennoskandischer Schild) südlich Bornholm nach NO umbog und etwa parallel

der ostpommerschen Küste verlief (vgl. R. Brinkmann 1924 und K. Richter 1931). Es ergibt sich also, daß Bornholm und das Stolpmünder Hochgebiet demselben äußeren Saum des flachgründigen Fennoskandischen Schildes angehören.

In Richtung auf das Hochgebiet des Fennoskandischen Schildes greifen auf Schonen immer jüngere Schichten über: Quadraten- und Mukronatensenon und schließlich wohl auch das Dan, wie E. Voigt (1931) auf Grund der Geschiebefunde vermutet. Diese Zonen lassen sich allerdings in Pommern nicht nachweisen, sie dürften vielmehr unter der Ostsee zu suchen sein. So wie das Fennoskandische Grundgebirge unter die Sedimente der Dänischen Senke in Schonen untertaucht, so sinken Devon und Silur des Hochgebietes von Stolpmünde und ebenso das Paläozoikum von Nordlitauen und Lettland unter die jüngeren Sedimente der Ostpreußisch-litauischen Senke.

III. Die magnetischen Massive von Ostpreußen

Die Störungen der magnetischen Vertikalintensität in Ostpreußen, die Werte von 1200 γ und mehr erreichen, wurden im einzelnen von Fr. Errulat und H. Reich untersucht. Eine offene Frage war es, ob sie ähnlich wie die allerdings sehr viel größeren Anomalien von Kursk mit Magnetitlagerstätten im tieferen Untergrund in Verbindung gebracht werden dürfen. Näher untersucht wurde die große magnetische Anomalie der Johannisburger Heide.

Die Form dieser Anomalie läßt sich durch einen plattenförmigen Störkörper erklären. Dabei bleibt es unsicher, ob es sich um eine geringmächtige Platte mit hohem Magnetitgehalt handelt oder um einen sehr mächtigen Störkörper mit niedrigem Magnetitgehalt. Unter Zugrundelegung der seismischen Messungen, die in 1200 m Tiefe Gesteine mit der sehr großen Schallgeschwindigkeit von etwa 6 km/s. ergeben hatten[3]), wurde die Oberfläche des magnetischen Störkörpers bei 1200 m vermutet. Unter der Annahme, daß der Magnetitgehalt durchschnittlich nur etwa 6 % beträgt, errechnete ich eine Mittelpunktstiefe des Störkörpers von etwa 1500 m (im einzelnen wurden derartige Berechnungen auch von Herrn Professor Rössiger durchgeführt, der dabei zu einem ähnlichen Resultat kam).

Die Bohrung Johannisburg, die von der Vierjahresplanstelle „Erforschung des deutschen Bodens" heruntergebracht wurde, traf genau in der seismisch vorausgesagten Teufe von 1200 m basische Tiefengesteine an und zwar Gabbro, in den noch bis 1354 m hineingebohrt wurde (vgl. O. Seitz & G. Fischer). Wenn auch der Magnetit- und Magnetkiesgehalt gelegentlich 11—12 % der Gesteinsmasse ausmacht, so wird hier doch niemals die Grenze der Abbauwürdigkeit erreicht. Das schließt selbstverständlich nicht aus, daß bei anderen magnetischen Massiven in Ostpreußen die Erzkonzentration weitergegangen ist.

Das Auftreten von Kristallin unmittelbar unter dem Basalkonglomerat der Unteren Trias, wie es in der Bohrung Johannisburg beobachtet wurde, überrascht zunächst, wenn man an die mächtigen paläozoischen Sedimente des Baltikums denkt, die auch noch aus den Bohrungen bei Purmallen bekanntgeworden sind. Doch ist zu beachten, daß sich südostwärts (in Richtung auf Kowno und Dünaburg) das baltische Becken heraushebt; denn hier fehlt bereits das Oberdevon, das im

[3]) Diese Geschwindigkeit ist in basischen Tiefengesteinen nicht selten anzutreffen. Es lag daher nahe, den magnetischen Störkörper eben in diesen Gesteinen hoher Geschwindigkeiten anzunehmen.

Beckeninnern weit verbreitet ist: Die wenigen Bohrungen zwischen Kowno und Dünaburg haben nur Mitteldevon und Silur unter dem Diluvium bzw. der Kreide angetroffen[4]). Die Bohrung Druskieniki (südlich Kowno) erreichte bei 280 m Tiefe unter der Kreide schon den Granit des vorkambrischen Kristallins. Etwas weiter östlich ist bei Lida unter geringmächtiger Kreide ebenfalls Granit erbohrt worden.

Die bisher vorliegenden gravimetrischen Messungen (s. Taf. 16) lassen vermuten, daß die kristallinen „Aufbrüche" von Johannisburg, Druskieniki und Lida einem großen Schwellengebiet angehören, das die südöstliche Begrenzung der Ostpreußisch-litauischen Senke darstellt und seinerseits nach SO mit der Podolischen Masse in Verbindung steht. In südöstlicher Richtung von Druskieniki ist eine solche sedimentliefernde kristalline Aufragung bei Bereza Kartuska wenigstens indirekt festzustellen: Zur Zeit des Oberen Jura schüttete hier ein Hochgebiet von unbekannter Ausdehnung Gerölle von rotem Granit und jotnischen Sandsteinen in die benachbarten Meeresbecken. Auch die Bohrung Repichow traf unter der Kreide ein Aufarbeitungsprodukt von Kristallin (eine Arkose mit Porphyritgeröllen) an. Noch weiter südöstlich wurde bei Mikaschewitschi und 15 km weiter westlich bei Sienkiewicze in 20—26 m Tiefe der Granit des präkambrischen Kristallins erbohrt, der den nördlichsten Ausläufer der Podolischen Masse bildet. Dieser ganze Schwellenzug ist unter der Bezeichnung „Skythischer Wall" als Barre zwischen dem Ostdeutschen Becken einerseits und dem Innerrussischen Becken andererseits bekannt.

Die magnetischen Maxima Ostpreußens, die offenbar auf basische Tiefengesteine im präkambrischen Grundgebirge zurückgeführt werden dürfen, liegen somit auf altkonsolidiertem Boden.

Dem entspricht die geothermische Tiefenstufe in der Bohrung Johannisburg. Sie beträgt 96 m und ist damit von einer ganz anderen Größenordnung als die Werte, die andernorts im norddeutschen Flachland beobachtet worden sind: Salzgitter 24—30 m, Gifhorn 27 m, Schubin 33 m. Die geothermische Tiefenstufe der Bohrung Johannisburg erinnert an die Werte, die im Bereich des Brasilianischen und Südafrikanischen Schildes bekannt geworden sind (85—120 m)[5]).

Während aber der eigentliche Skythische Wall im Mesozoikum seine Hebungstendenz beibehält, wird das Johannisburger Massiv nach dem Paläozoikum in die abwärtige Bewegung der Ostpreußisch-litauischen Senke einbezogen, wie das relativ mächtige Mesozoikum der Bohrung Johannisburg beweist.

IV. Die gravimetrischen Hochgebiete im Bereich der Pompeckj'schen Schwelle

Als Pompeckj'sche Schwelle sei im folgenden mit A. Bentz und L. Riedel der Bereich des norddeutschen Flachlandes verstanden, in dem Oberkreide und Alb aus tieferen Jura und Trias übergreifen (s. u.). Wenn auch eine Neubearbeitung der Bohrung Lychen durch O. Seitz und C. A. Wicher[6]) gezeigt hat, daß dort

[4]) Der östlichen Begrenzung des Skythischen Walles wurde in Taf. 16 die Karte von J. Dalinkevičius von 1939 zugrunde gelegt (Br. Halicki [1933] hatte seinerzeit Oberdevon schon von der Düna östlich Dünaburg sowie von Glubokoje, Dolhinów u. a. O. angegeben, so daß danach die Ostgrenze des Walles etwas westlicher zu ziehen wäre).

[5]) Es fällt auf, daß auch sonst in der Nachbarschaft des Fennoskandischen Schildes die geothermische Tiefenstufe höhere Werte erreicht: Kopenhagen 46 m, Leba 64 m; jedoch liegt für eine Schlußfolgerung noch zu wenig Beobachtungsmaterial vor.

[6]) Reichsstelle für Bodenforschung.

die Kreide nicht auf Rhät-Lias, sondern auf höheren Dogger transgrediert, so findet sich doch — abgesehen von dem Malmvorkommen von Hohenstein — gegenwärtig kein Anhaltspunkt für die Existenz von Dogger, Malm und Neokom im engeren Bereich der Pompeckj'schen Schwelle. Vielmehr ergibt sich aus der Randfazies des Oberen Jura, die die Erzbohrungen der Reichsstelle für Bodenforschung[7]) im SW der Schwelle bei Gifhorn—Großendorf nachgewiesen haben, daß beträchtliche Teile der Pompeckj'schen Schwelle schon im höheren Jura Abtragungsgebiet waren. Somit darf bis zum Beweis des Gegenteils von einer Pompeckj'schen Schwelle im obigen Sinne gesprochen werden.

Die geophysikalische Aufnahme dieses Schwellenbereiches ist noch nicht abgeschlossen. Die bisherigen Messungen zeigen, daß der Schwellenbereich in groben Zügen einem Gebiet höherer Schwerewerte südwestlich der gravimetrischen Synklinale von Sassenburg—Litzmannstadt entspricht. Für eine geologische Deutung der einzelnen Maxima reicht die Zahl und Tiefe der Bohrungen nicht aus; darum sei im folgenden dieses Gebiet höherer Schwerewerte in seiner Gesamtheit geologisch zu deuten versucht. Ich gehe dabei von den Aufschlüssen in Schlesien und der Lausitz aus und versuche, die geophysikalischen Beobachtungen in das geologische Bild einzufügen (vgl. T. 16. u. 17).

Die Bohrungen im SW und NO der Sudetenvorlandscholle, die die Reichsstelle für Bodenforschung in Gemeinschaft mit der Firma Georg v. Giesche's Erben zur Untersuchung des Zechsteins auf seine Kupferführung heruntergebracht hat, haben zur Klärung der Tektonik im Bereich dieser Hochscholle beigetragen. Der große Horst der Sudetenvorlandscholle kommt gravimetrisch als Hochgebiet mit Werten von über 30 mgal zum Ausdruck. Seismische Spezialmessungen gestatten seinen Südrand auf eine gewisse Erstreckung nach W zu verfolgen.

Auch die Mitteldeutsche Hauptlinie ist wenigstens am Rand des Flechtinger Höhenzuges gravimetrisch gut zu verfolgen. Die Störung läßt sich über die Bohrungen bei Bornsdorf, Köselitz, Deetz, Neuenhofe bis nördlich Öbisfelde nachweisen, wo sie durch spezielle Drehwaagenmessungen räumlich genauer festgelegt worden ist (vgl. W. Köller[8]). An dieser großen NW-SO streichenden Störung ist die Trias des norddeutschen Flachlandes gegen das Paläozoikum der Lausitz und des Flechtinger Höhenzuges abgesunken. Die Tektonik beiderseits der Störung ist wohl am besten bei Wolmirstedt geklärt; die Störung scheint hier im wesentlichen eine steile Flexur zu sein, in deren Bereich die Lagerungsverhältnisse durch Salzablaugung nachträglich etwas kompliziert worden sind (vgl. Abb. 1).

In gleicher Weise wie die gravimetrischen Hochgebiete am Südrande des norddeutschen Flachlandes einander ablösen und axial nach NW abtauchen, lösen auch die Grundgebirgsaufbrüche der Sudetenvorlandscholle und des Flechtinger Höhenzuges einander ab. Die Niederlausitzer Mulde wird nach W breiter; ihre Kreidedecke dürfte sich mit der Kreide der Schlesischen Trias-Jura-Platte etwa bei Guben zusammenschließen.

Die Schlesische Trias-Jura-Platte ist leicht nach NNO geneigt, so daß sich in Richtung auf die Litzmannstädter Mulde immer jüngere Schichten einstellen. Gleichzeitig wird die Schichtenfolge unter der transgredierenden Kreide allmählich vollständiger. Sofern nicht spätere Bohrungen das tektonische Bild wesentlich komplizierter erscheinen lassen, erinnert das Untertauchen der Schichten von dem

[7]) Vgl. Brockamp, B.: Der Nachweis von minetteartigen Erzen im Korallenoolith von Braunschweig. — Z. prakt. Geol., **49**, 1941.

[8]) W. Köller wird darüber eine Übersicht veröffentlichen.

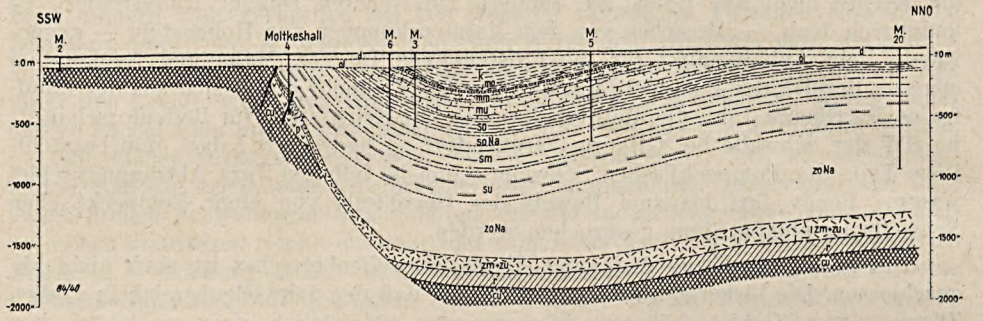


Abb. 1. Der Abbruch des Flechtinger Höhenzuges bei Wolmirstedt
d Diluvium, ol Oligozän, k Keuper, mo Oberer Muschelkalk, mm Mittlerer Muschelkalk, mu Unterer Muschelkalk, so Oberer Buntsandstein, soNa Steinsalz des Oberen Buntsandsteins, sm Mittlerer Buntsandstein, su Unterer Buntsandstein, zoNa Salzfolge des Oberen Zechsteins, zm + zu Mittlerer und Unterer Zechstein, r Rotliegendes, P Porphyr, cu Unterkarbon

großen alten Hochgebiet der Sudeten und des Flechtinger Höhenzuges an das Absinken der Schichten an der Westflanke des Skythischen Walles. In beiden Fällen stehen die Schollenverkippungen mit der posthumen Hebung der Beckenränder in Zusammenhang.

B. Die tektonische Entwicklung des nordostdeutschen Raumes

Im vorhergehenden habe ich mich bemüht, die tektonische Stellung der wichtigeren geophysikalischen Strukturen im nordostdeutschen Raum zu klären. Dabei zeigte es sich, daß diese Strukturen — abgesehen von der Tempelburger Achse — randliche Teile eines größeren Beckens, d. h. des Ostdeutschen Troges, darstellen. Anhand von über 250 Bohrungen ist im folgenden der Versuch gemacht, den paläogeographisch-tektonischen Werdegang dieses Troges zu verfolgen. Ich stütze mich dabei außer auf Literaturangaben auf die Unterlagen der Reichsstelle für Bodenforschung in Berlin und der Dienststelle für Bodenforschung in Krakau, sowie vor allem auf die Pionierbohrungen der Vierjahresplanstelle „Erforschung des deutschen Bodens". Stratigraphische Fragen, die bei der Auswertung der älteren Bohrprofile auftauchten, wurden nach Möglichkeit durch eine Neubearbeitung der Bohrproben geklärt (vgl. die Erläuterungen zu Taf. 16).

I. Die erste Anlage des Ostdeutschen Troges

Da bereits im Zechstein die Umrisse des Ostdeutschen Troges einigermaßen erkennbar sind (s. u.), liegt die Frage nahe, ob schon in früh- bzw. vorpermischer Zeit ein Senkungsfeld in diesem Raum nachweisbar ist. In Taf. 18, Bild 1 ist das wenige zusammengetragen worden, was sich bisher über den Aufbau der prä- bzw. frühpermischen Landoberfläche aussagen läßt (von einer Darstellung der Verbreitung des tieferen Perms ist dabei abgesehen worden, da das Rotliegende von der roten Randfazies des Zechsteins oft kaum zu trennen ist).

In Schonen ruhen die bunten Gesteine der Kågeröd-Formation, die wenigstens zu einem Teil ins tiefere Perm gestellt werden, auf Kambro-Silur. Ihre Konglo-

merate lassen darauf schließen, daß weiter nördlich das Kristallin freigelegen hat. Somit begrenzt schon in frühpermischer Zeit das Kristallin Fennoskandiens ein Senkungsgebiet, das im Mesozoikum als Dänische Senke mehrfach in Erscheinung tritt.

In Öland stellt sich wieder Kambrosilur ein, desgleichen im Baltikum. In Litauen und Lettland sind auch noch Devon und marines Unterkarbon erhalten. Aus der Transgression des Zechsteins und der Purmallener Mergel über die verschiedenen Horizonte (vgl. die Bohrprofile der Taf. 16) ergibt sich, daß hier schon vor dem Zechstein eine Mulde bestand. Da ihre Umrisse denen der Ostpreußisch-litauischen Senke der mesozoischen Ära etwa entsprechen, dürfte diese Senke schon vor dem Zechstein angelegt sein. Ebenso war der Skythische Wall bereits vor dem Perm Hochgebiet, da er, wie Fauna und Fazies der paläozoischen Sedimeten zu beiden Seiten des Walles zeigen, niemals für längere Zeit vom Meer überflutet wurde (nur festländisches Devon und Unterkarbon sind bislang auf dem Scheitel des Walles nachgewiesen worden). Der Skythische Wall, der im Mesozoikum nachweislich eine Schwellenregion darstellt, ist somit schon im Paläozoikum als Hebungsgebiet erkennbar.

Die Fazies der paläozoischen Sedimente am Westhang des Skythischen Walles entspricht der in Schonen. Das gilt besonders für das Obersilur. S. von Bubnoff schloß daraus auf eine direkte Verbindung. Die Bohrung Leba hat diese Vermutung erhärtet: Das Paläozoikum von Schonen, Bornholm, Pommern und Podolien dürfte einem großen Schelfgebiet angehören, das dem Fennoskandischen Schild und dem Skythischen Wall vorgelagert ist.

Vom Skythischen Wall aus in Richtung auf die Achse des Ostdeutschen Troges der mesozoischen Ära wird das vorpermische Paläozoikum vollständiger und die Mächtigkeit der einzelnen Formationen größer, wie es z. B. das Devon zeigt, das im östlichen Teil der Lysa Gora fast 2000 m mächtig wird, während es auf der Westflanke des Skythischen Walles nur wenige 100 m erreicht[9]). Nach Südsüdwesten nimmt die Mächtigkeit der paläozoischen Sedimente vor allem im Devon wieder rasch ab. Wir nähern uns damit dem Bereich der Kielcer Masse, die durch eine Faltung im Ordovizium und vor allem nach dem Gotlandium versteift und wenigstens teilweise Abtragungsgebiet wurde. Diese versteifte Masse dürfte, wie J. Czarnocki (1937) dargelegt hat, nicht nur den kleinen Raum um Kielce, wo das Paläozoikum heute zutage tritt, umfassen, sondern darüber hinaus noch einen größeren Bereich im Westen und Süden. Auch das Devon von Siewierz und Debnik bei Krakau entspricht noch der Fazies des Devons in der Kielcer Masse. Von diesem Schwellengebiet könnten auch die Gerölle östlicher Herkunft im Oberschlesischen Karbonbecken stammen. Ebenso dürfte der Gneis, den die Bohrung Rzeszotary südlich Krakau unter (?permischen) Konglomeraten antraf, zu diesem Schwellenbereich gehören. Da, wie im folgenden gezeigt wird, in diesem Raum auch der Südrand des Ostdeutschen Troges liegt, ist somit die südliche Troggrenze in gewisser Weise vorgezeichnet, wobei allerdings betont werden muß, daß die nördlichen Teile der Kielcer Masse in das mesozoische Senkungsgebiet einbezogen werden.

Auf die Frage, inwieweit der Rand des Ostdeutschen Troges auch in Schlesien und der Lausitz alt angelegt ist, möchte ich nicht eingehen, da die Unterlagen angesichts der komplizierten Tektonik m. E. hierzu noch nicht ausreichen.

---

[9]) In dieser Zone größter Sedimentmächtigkeit nimmt die Faltungsintensität mit der Sedimentmächtigkeit nach Osten ab (J. Czarnocki 1937).

Zu beachten ist jedenfalls, daß das Rotliegende im Südwestrand des Ostdeutschen Troges mehrfach in recht beträchtlicher Mächtigkeit erbohrt wurde. Es sei dahingestellt, inwieweit die Bohrungen dabei noch Nordost-Südwest streichende Innensenken angetroffen haben und inwieweit es sich dabei schon um den Nordwest-Südost streichenden Rand eines größeren Troges handelt, dem auch das mächtige salinare Rotliegende des Unterelbegebietes und Schleswig-Holsteins angehört. Wichtig in dieser Hinsicht sind die Anhydrit-Einschaltungen im Rotliegenden des Flechtinger Höhenzuges, die als randnahe Ausläufer der salinaren Beckenfazies gedeutet werden können.

II. Die Entwicklung des Ostdeutschen Troges im Mesozoikum

a) Der ostdeutsche Trog im Zechstein

Der Rand des Ostdeutschen Zechsteinbeckens wurde von der R. f. B. in Pommern, Ostpreußen und Schlesien untersucht. In Pommern ergab dabei die Bohrung Leba, daß hier der Zechstein noch in typischer Entwicklung vorhanden ist: Auf einem Basalkonglomerat liegt in Vertretung des Kupferschiefers ein blättriger, bituminöser Kalkmergel, der von Zechsteinkalk und einer Dolomitfolge überlagert wird. Den Abschluß bildet ein etwa 100 m mächtiges Steinsalzlager. Die geringe Mächtigkeit der salinaren Sedimente sowie das Fehlen der Kalisalze weisen darauf hin, daß der Rand des Fennoskandischen Hebungsgebietes in der nördlichen Nachbarschaft von Leba anzunehmen ist.

Wenn die geringmächtigen Kalke und Dolomite im Liegenden der Purmallener Mergel dem Zechstein angehören, wie dies P. G. Krause (1939) jüngst wieder wahrscheinlich gemacht hat, so folgt daraus, daß die Ostpreußisch-litauische Senke auch im Zechstein nachweisbar ist; denn bereits in der Bohrung Johannisburg, d. h. am Südostrand der späteren Senke fehlt der Zechstein (die zahlreichen Salzquellen zwischen Kowno und Dünaburg dürften demnach präpermischen Schichten entstammen, wie dies bereits Fr. Lotze 1936 angenommen hat). Der Skythische Wall blieb von der Zechsteintransgression unberührt. Die Südostgrenze des Zechsteinbeckens dürfte südöstlich Lublin zu erwarten sein.

Über die Entwicklung des Zechsteins im nordwestlichen Vorland der Lysa-Gora-Halbinsel wird eine Bohrung der Dienststelle für Bodenforschung Krakau bei Radoszyce in Kürze Klarheit bringen. Es wird sich dabei zeigen, wie mächtig hier die Salzfolge ist, deren randnahe Fazies die Bohrung Rykoszyn (in einer Entfernung von 3 km vom Ausgehenden) antraf, und ob sich hier ähnlich wie in Schlesien eine dem Kupfermergel ähnliche Fazies an die halbkontinental entwickelte konglomeratische Randfazies, die bereits dunkle, bituminöse Gesteine enthält, beckenwärts anschließt.

Über die Randgebiete des deutschen Zechsteinbeckens in Schlesien hat vor kurzem O. Eisentraut (1939) auf Grund der mit Reichshilfe abgeteuften Bohrungen berichtet. Dazu sei ergänzend folgendes bemerkt: Am Ostrand der Oberschlesischen Karbonmulde liegt teils auf Rotliegendem, teils auf älterem Gebirge das sog. Myslachowicer Konglomerat, das seinerseits von Trias überlagert wird. Wenn es auch nicht völlig ausgeschlossen ist, daß es sich hierbei um eine Vertretung des jüngeren Rotliegenden handelt, so hat doch die Annahme von J. Czarnocki (1923) viel für sich, daß das Myslachowicer Konglomerat dem Zechstein angehört,

der hier demnach in Randfazies entwickelt wäre, um so mehr, als weiter östlich das Myslachowicer Konglomerat in der Bohrung Głazówka bei Lazy (unweit Zawiercie) von Tonen und Mergeln mit Gips und Salz unter- und überlagert wird. Die konglomeratische Randfazies des Zechsteins dürfte sich hier also mit der salinaren Beckenfazies verzahnen. In der benachbarten Bohrung Tuczna Baba sind die randnahen klastischen Einschaltungen nahezu vollständig ausgekeilt. Hier herrscht also die salinare Beckenfazies bereits vor.

Soweit bekannt ist, erreichen die salinaren Sedimente bei Schubin und Hohensalza ihre größte Mächtigkeit; sie sind hier weit über 500 m mächtig, wobei allein die ältere Kalisalzfolge bei Schubin über 80 m zu erreichen scheint. Der großen Mächtigkeit des Salzes entspricht die carnallitische Ausbildung der älteren und jüngeren Salzfolge.

b) Im Buntsandstein

In der Unteren Trias ist der Ostrand des Ostdeutschen Beckens wieder auf der Westseite des Skythischen Walles zu suchen: Schon in den Heiligkreuzbergen, die jetzt weithin Sedimentationsgebiet werden, läßt sich eine Abnahme der Mächtigkeit nach O erkennen. Auch die Bohrung Johannisburg erschloß den Buntsandstein in stark reduzierter Mächtigkeit. Wenn die Purmallener Mergel z. T. die Untere Trias vertreten, so betrüge hier die Mächtigkeit des Buntsandsteins nur einige zehn Meter. Sofern die Purmallener Mergel dagegen dem Rotliegenden angehören, wäre die Mächtigkeit der Unteren Trias hier gleich Null. Trotz dieser stratigraphischen Unklarheit steht jedenfalls fest, daß bei Tilsit und Purmallen die östliche Randzone des deutschen Buntsandsteinbeckens anzunehmen ist.

Nach W zu schwillt die Mächtigkeit des Buntsandsteins an: Sie erreicht in den nördlichen Heiligkreuzbergen an der Kamienna über 600 m, bei Schubin sogar annähernd 1300 m. Ähnlich wie die Mächtigkeit des Zechsteins nimmt die des Buntsandsteins dann nach SW wieder ab. Sie erreicht bei Leschna in Oberschlesien nur noch 200 m und sinkt bei Oppeln auf 13 m herab. In Südost-Oberschlesien schrumpft der Buntsandstein mancherorts schließlich auf 10 m zusammen; es handelt sich dabei um übergreifendes Röt.

In ähnlicher Weise ergibt sich der Südrand des Beckens bei den Heiligkreuzbergen: Auf der Südwestseite des Gebirges treten hier bei Chenciny Konglomerate auf, die faustgroße exotische Gerölle von Quarz und Phyllit einschließen. Nach dem Mineralbestand des Buntsandsteins zu schließen, dürfte sich das südliche Abtragungsgebiet vorwiegend aus eruptiven und metamorphen Gesteinen zusammensetzen (vg. W. Pawlica 1920).

Soweit diese wenigen Daten überhaupt einen Schluß erlauben, folgt aus ihnen, daß die Achse des Ostdeutschen Troges in der Unteren Trias etwa im Raume Schubin—Heiligkreuzberge zu suchen ist.

c) Im Muschelkalk

Ein ähnliches Bild ergibt sich für die Mittlere Trias. In Schlesien wächst ihre Mächtigkeit von Oppeln (160 m) nach Leschna auf 190 m — sie erreicht ihr Maximum ebenso wie in der Unteren Trias im Westteil der Heiligkreuzberge bei Chenciny mit 220 m und sinkt dann nördlich Opatow wieder auf 20 m herab. Da auch in der Bohrung Johannisburg der Muschelkalk nur 10 m mächtig ist, dürfte der Ostrand wieder auf der Westflanke des Skythischen Walles anzunehmen sein.

d) Im Keuper

Im Unteren und Mittleren Keuper sind die Verhältnisse noch wenig geklärt. In Schonen stellt G. Troedsson 20 bis 50 m mächtige graue Mergel mit Sphärosideriten, die diskordant auf fraglichem Perm liegen und die Basis des Rhät-Lias bilden, in den Keuper; die geringe Mächtigkeit dieser Schichten würde auf die Nähe des Beckenrandes hinweisen. Auch die geringe Mächtigkeit des Keupers in der Bohrung Johannisburg läßt auf die Nachbarschaft des Beckenrandes schließen. Im Bereich der Tempelburger Achse schwillt die Mächtigkeit dagegen bei Jastrow auf 300 m an. Auch bei Tschenstochau sind 350 m Unterer und Mittlerer Keuper nachgewiesen worden, bei Leschna sogar 490 m. Bei Glazówka südöstlich Tschenstochau nimmt die Mächtigkeit rasch ab, sie sinkt auf etwa 150 m. Auffällig ist auch die geringe Mächtigkeit des Unteren und Mittleren Keupers am Nordrand der Heiligkreuzberge (120 m). Vielleicht ist hier ein Teil des Keupers nach altkimmerischen Bewegungen abgetragen worden. Jedenfalls weisen die mächtigen Konglomerate im Keuper von Lopuszno (mit Quarzitgeröllen und Quarzen unbekannter Herkunft, vgl. J. Czarnocki 1923) wieder auf die Nähe eines südlichen Denudationsgebietes.

e) Im Rhät-Lias

Die festländischen Schichten zwischen Mittelkeuper und dem transgredierenden Dogger, die teilweise wohl nur das Rhät umfassen, weisen eine bemerkenswerte Mächtigkeitszunahme von SO nach NW entlang dem Krakau-Wieluner Jurazug von Łośnice nach Tschenstochau auf. Im südöstlichen Teil Oberschlesiens fallen sie örtlich völlig aus, so daß dort Dogger bis auf Muschelkalk übergreift. Die Mächtigkeit des Rhäts steigt dann in der Bohrung Łośnice auf 30 m und bei Tschenstochau auf 84 m nach J. Lewiński, bzw. auf 183 m nach J. Premik an[10]). Es deutet sich hier also wieder ein südlicher Beckenrand an. Dem entspricht das Fehlen von Rhät-Lias auf der Südseite der Heiligkreuzberge von Chenciny nach SO und das Auftreten von Konglomeraten auf ihrer Nordseite. J. Samsonowicz hat darauf aufmerksam gemacht, daß diese klastischen Einschaltungen nach N zu auskeilen. Auch die Sandsteine des Rhät-Lias erhielten, wie W. Pawlica nachwies, ihr Material aus einem aus metamorphen Gesteinen und Eruptiven aufgebauten Abtragungsgebiet, das man wieder im S bzw. SW der Heiligkreuzberge zu suchen hat.

So wie sich in den Heiligkreuzbergen wiederholt der Nordrand eines Kristallinrückens durch seine Schüttungen andeutet, so zeigt sich der Südrand dieser Schwelle, die als Beskiden-Vorwall bezeichnet sei, in gewissen konglomeratischen Einschaltungen im karpathischen Flyschtrog[11]). Das Kristallin des Beskiden-Vorwalles ist anstehend nachgewiesen durch die Bohrung Rzeszotary südlich Krakau, die roten Gneis antraf.

An der Westseite des Skythischen Walles erreicht der Rhät-Lias bei Johannisburg und Tilsit höchstens 100 m. Auf dem Wall selbst fehlt er. Ebenso fehlt der Rhät-Lias in den südwestlichen Randgebieten der Pompeckj'schen Schwelle.

---

[10]) Über die Grenze zwischen Rhät und Mittelkeuper bestehen zwei Auffassungen: A. Jentzsch, E. Zimmermann, J. Samsonowicz, J. Premik u. a. rechnen zum Rhät noch bunte, mergelige Schichten, während J. Lewiński das Rhät erst über den letzten bunten und mergeligen Schichten beginnen läßt. Eine Untersuchung der Sporen-Vergesellschaftungen wird hier vielleicht entscheiden können.

[11]) Vgl. auch die Kristallingerölle im oberschlesischen Oberkarbon!

Auf Bornholm werden 200 m als Mindestmächtigkeit für den Rhät-Lias angegeben, auf Schonen wenigstens örtlich sehr viel größere Werte, wie ja überhaupt der Bereich der Dänischen Senke im Rhät und vor allem im Lias eine ausgesprochene Senkungstendenz aufweist (vgl. H. Frebold 1928).

f) An der Jura-Kreide-Wende

Wesentlich klarer wird die Troggestaltung nach den jungkimmerischen Bewegungen, also etwa zu Beginn der Unterkreide. An Hand der Mächtigkeit, die Dogger und Malm unter der transgredierenden Kreide erreichen, ergibt sich folgendes Bild: Der Skythische Wall wird zwar im höheren Jura vom Meer streckenweise, so z. B. nördlich des Pripjet, überflutet, jedoch bleiben Denudationsgebiete bestehen, wie die Konglomerate von Bereza Kartuska zeigen; auch sonst entstanden offenbar nur geringmächtige Ablagerungen, die der Kreidetransgression bald wieder fast völlig zum Opfer fielen. Südlich des Pripjet dürfte der Wall auch im höheren Jura Denudationsgebiet geblieben sein.

Noch bei Johannisburg macht sich die Nähe des östlichen Beckenrandes durch grobe Quarzanschüttungen bemerkbar, jedoch erreicht der höhere Jura hier bereits eine Mächtigkeit von über 200 m. Die Mächtigkeit wächst im Bereich der Tempelburger Achse im Profil Klemmen-Köslin auf über 400 m, bei Hohensalza übersteigt sie sogar 920 m. An der Nordecke der Heiligkreuzberge erreicht der Malm nach J. Lewiński bei Tomaszow eine Mächtigkeit von 400 m. Da der Dogger in der benachbarten Bohrung Słotwiny über 187 m mächtig wird, beträgt die Mächtigkeit des höheren Jura hier über 600 m. Noch mächtiger wird der höhere Jura am Südwestrand der Heiligkreuzberge bei Chenciny, wo Malm und Kellaway 730 m erreichen, und am Nordostrand bei Orońsk, wo für den höheren Jura 1000 m angegeben werden (600 m Malm und 400 m Dogger). Auch bei Tschenstochau ist der höhere Jura noch mindestens 400 m mächtig. Dagegen verliert er in Oberschlesien nach SW rasch an Mächtigkeit und zwar schon dadurch, daß immer höhere Jura-Horizonte auf die Trias übergreifen. Wir nähern uns damit dem Südwestrand des ostdeutschen Senkungsfeldes.

Bei Lychen ist noch geringmächtiger Dogger erhalten. Bei Freienwalde, Behrenhoff und Lüsewitz sowie in Schleswig-Holstein fehlt der höhere Jura unter der transgredierenden Kreide offenbar völlig. Das gleiche gilt für das Hochgebiet von Stolpmünde.

Dagegen ist der höhere Jura (Dogger) auf Bornholm und in Schonen wieder in großer Mächtigkeit erhalten, aber bezeichnenderweise in typischer Randfazies mit wenigen marinen Einschaltungen: Sandsteine, Tone, Kohlenflöze und Eisenerze herrschen hier vor; sie erreichen nach A. Hadding in Schonen eine Mächtigkeit von etwa 1000 m.

So unvollständig auch diese Daten sind, so ergibt sich aus ihnen doch ein langgestreckter Trog in der Fortsetzung der Dänischen Senke. Im Bereich der zentralen Beckenteile erreicht der Wealden, soweit bekannt ist, seine größte Mächtigkeit von 50 m bei Leslau; er überlagert hier salinares Purbeck. An den Heiligkreuzbergen geht bei Tomaszow der Jura sogar in mariner Fazies ohne größere Unterbrechung in die Kreide über. Die Schichtenfolge ist hier also sehr viel vollständiger als an den Beckenrändern, wo der Wealden oder die jüngere marine Unterkreide weitgehend auf ältere Schichten übergreifen, ja sogar oft erst das Cenoman transgrediert.

g) In der Oberkreide

Im Verlauf der Kreidezeit hat sich das Sedimentationsgebiet erweitert. Der Saum des Fennoskandischen Schildes wird überflutet. Alb und Oberkreide erreichen bei Rügenwalde in Ostpommern mehr als 500 m Mächtigkeit, auch bei Stolpmünde werden sie noch mehr als 220 m mächtig. An der Westseite des Skythischen Walles ist dagegen die Kreide nur geringmächtig. Nach der Zusammenstellung Z. Sujkowski's hat keine Bohrung auf dem Wall wesentlich mehr als 100 m Kreide durchsunken, meist beträchtlich weniger; dabei ist zu berücksichtigen, daß zum mindesten örtlich noch Obersenon erhalten ist. Sie stößt hier nach O weit auf das polesisch-wolhynisch-podolische Grundgebirge vor und überflutet es in seinen nördlichen Teilen völlig. Während die Kreidekalke in Wolhynien gelegentlich sandige Einschaltungen aufweisen, die offenbar vom O geschüttet wurden, fehlen dergleichen grobklastische Einlagerungen bei Lublin und Lemberg völlig; vielmehr werden die Kalke der höheren Oberkreide hier im Beckeninnern oft mergelig-tonig (vgl. Z. Sujkowski 1931).

Auch der Nordrand des Troges läßt sich in Sandschüttungen erkennen: Die cenomanen Grünsande reichen von Minsk bis Heringsdorf und Bornholm (s. S. 162 f.). Im Emscher und tieferen Senon kehrt die Grünsandfazies in Ostpreußen und Litauen wieder und löst die Schreibkreide ab, die beckenwärts die ganze Oberkreide hindurch anhält.

Die Achse des oberkretazischen Troges scheint trotz der großen Überflutung der Beckenränder annähernd die gleiche zu sein wie die des präkretazischen Troges (vgl. Abb. 2). Das ergibt sich aus der großen Mächtigkeit, die die Oberkreide in Seeland und Schonen, bei Sieletz, im Weichseldurchbruch und bei Lublin erreicht[12]), sowie aus der heutigen Verbreitung des Dan, die dem Bereich der großen Oberkreidemächtigkeit folgt (90 m Dan bei Rachów und mehr als 90 m Dan bei Lublin!).

III. Die Entstehung der Tempelburger Achse und die Verlagerung der Sedimentationsräume im Tertiär

Die verschiedene Tiefenlage der Tertiärbasis ist im großen und ganzen als eine Folge der jüngsten Krustenbewegungen anzusehen. Sie läßt eine gewisse Beziehung zu den mesozoischen Senkungsfeldern erkennen. So zeichnet sich noch im Tertiär das Hebungsgebiet des Skytischen Walles durch seine Hochlage aus. Die alten Uferränder im S und SW machen sich gleichfalls wieder bemerkbar, wenn auch der Sedimentationsraum etwas eingeengt ist. Im Zentralbereich des Ostdeutschen Troges erscheint aber jetzt ein neues Strukturelement, die junge Hebungszone der Tempelburger Achse, die sich bis nach Dänemark verfolgen läßt (auch südwestlich der Tempelburger Achse liegt die Tertiärunterkante örtlich verhältnismäßig hoch; indessen handelt es sich hier nicht — wie in der Tempelburger Achse — um eine tektonische, sondern um eine morphologische Erscheinung, indem der Kern der Litzmannstädter Kreidemulde durch Reliefumkehr zu einem Hochgebiet geworden ist).

---

[12]) Auch bei Lemberg sind noch fast 500 m Oberkreide erbohrt worden, ohne daß das Liegende erreicht wäre.

Die Trogachse verlagert sich nach dem Dan deutlich nach W — die Pompeckj'sche Schwelle wird zum Bereich stärkster Senkung. Wenn man mit E. Voigt die Dänische Senke und ihre Fortsetzung als die kretazische Saumtiefe vor dem Fennoskandischen Schild auffaßt, so muß man folgerichtig das Niedersächsische Becken, in dem das Tertiär über 1000 m mächtig wird, als die tertiäre Saumtiefe deuten. Die Senkung dieser Saumtiefe ist auch im Quartär noch nicht zum Stillstand gekommen, wie u. a. die ungewöhnliche Mächtigkeit des Diluviums und seine marinen Einschaltungen im Unterelbe-Gebiet und in Nordfriesland zeigen.

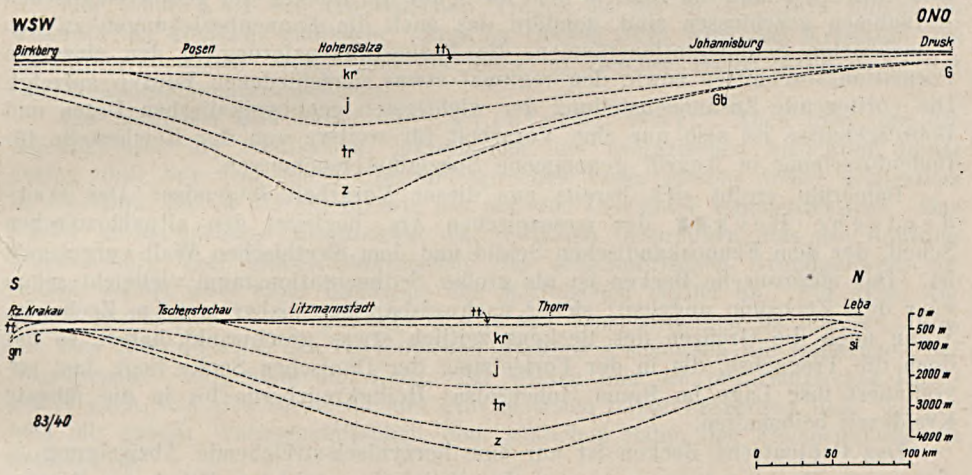


Abb. 2. Schematische Schnitte durch den Ostdeutschen Trog zur Veranschaulichung der Sedimentmächtigkeiten

G Granit, Gb Gabbro, gn Gneis, si Silur, c Karbon, z Zechstein, tr Trias, j Jura, kr Kreide, tt Tertiär

Im Ostpreußischen Becken wird das Tertiär selten mehr als 250 m mächtig. Das Diluvium ist hier ebenfalls vergleichsweise geringmächtig, wenn auch seine marinen Einschaltungen wieder auf die fortdauernde Senkungstendenz dieses Raumes hinweisen. In Anbetracht der Südvergenz der Tempelburger Achse, die bei Schubin-Hohensalza in der Asymmetrie der Achse zum Ausdruck kommt, liegt es nahe, das Ostpreußische Becken als eine Art Rücktiefe und das Niedersächsische Becken als eine Art Vortiefe zur Tempelburger Achse zu deuten, die sich somit nicht nur in ihrer epirogenen Vorgeschichte (Zone stärkster Senkung), sondern auch in ihrer späteren Umgestaltung zur Zone stärkster Hebung einem Orogen niederer Ordnung ähnlich verhält.

Dabei fällt auf, daß die tertiären Senkungsfelder beiderseits der Tempelburger Achse, die in den Bohrprofilen so deutlich zum Ausdruck kommen, im gravimetrischen Bild nur angedeutet sind; denn die Tertiärbecken umfassen ja einen viel größeren Bereich als die gravimetrischen Synklinalen von Sassenburg-Litzmannstadt und Bütow-Thorn. Gerade dort, wo das Tertiär nachgewiesenermaßen über 1000 m mächtig wird (wie bei Kambs), ist ein ausgesprochenes Schwere-Maximum

zu beobachten[13]). Das gravimetrische Bild gibt also die Schwere-Verteilung in sehr großer Tiefe (im Unterbau der Pompeckj'schen Schwelle) wieder.

Zusammenfassung

Im Vorhergehenden habe ich versucht, einen Überblick zu geben über den heutigen Stand unserer Kenntnisse vom tieferen Untergrund des Nordostdeutschen Flachlandes. Ich bin mir dabei bewußt, daß das Beobachtungsnetz noch sehr weitmaschig ist und daß infolgedessen das skizzierte Bild noch der Ergänzung und in manchen Zügen wohl auch der Berichtigung bedarf. Angesichts des raschen Fortschritts der Bodenforschung steht zu hoffen, daß sich bald ein weitaus genaueres Bild entwerfen läßt, ein Bild, in dem nicht nur die Lücken der geophysikalischen Aufnahmen geschlossen sind, sondern das auch die Faunenbeziehungen zu den benachbarten Sedimentationsräumen, die Faziesdifferenzierung in den einzelnen Formationsabschnitten sowie den regional etwas verschiedenen Bautyp aufzeigt. Die vorliegende Zusammenstellung der wichtigsten geophysikalischen Daten und Bohrergebnisse ist also nur eine Vorarbeit für weitere von der Reichsstelle für Bodenforschung in Angriff genommene Spezialuntersuchungen.

Immerhin ergibt sich bereits aus dieser Vorarbeit folgendes: Das Ostdeutsche Becken der mesozoischen Ära begleitet den altpaläozoischen Schelf, der dem Fennoskandischen Schild und dem Skythischen Wall vorgelagert ist. Das mesozoische Becken ist als großer Sedimentationsraum vielleicht schon vor dem Zechstein angelegt; sicher nachweisbar ist es aber erst im Zechstein. Wenn auch die Grenzen des Beckens zeitlich etwas geschwankt haben, so hat doch die Trogachse, die in der Fortsetzung der Dänischen Senke liegt, fast unverändert ihre Lage im Raum Hohensalza—Heiligkreuzberge bis in die jüngste Kreidezeit beibehalten.

Das Ostdeutsche Becken ist nur eine herzynisch-streichende Abzweigung — eine große Bucht sozusagen — von der rheinisch-gerichteten Mittelmeer-Mjösen-Zone. Aus dieser Zone stießen die Meere immer wieder in das Ostdeutsche Becken vor. Dabei hat die Senkung im Ostdeutschen Trog niemals das Ausmaß erlangt, wie in dem großen Senkungsfeld der Mittelmeer-Mjösen-Zone. Entsprechend der geringeren Mobilität des Ostdeutschen Beckens bildeten sich hier auch nur zweimal, nämlich im Zechstein und im Oberen Jura, in abflußlosen Niederungen salinare Sedimente, während die Salze des Röts, des Muschelkalks, Keupers und Oligozäns, die in der Mittelmeer-Mjösen-Zone so weit verbreitet sind, in Nordostdeutschland fehlen.

Der zentrale Bereich des Ostdeutschen Troges wurde im Tertiär stark herausgehoben: Die Tempelburger Achse entstand. Gleichzeitig verlagerte sich das Gebiet größter Senkung westwärts. Der Bereich der Pompeckj'schen Schwelle wurde damit größtenteils zu einem Becken, in dem das Tertiär eine Mächtigkeit von mehr als 1000 m erreicht. Im Gegensatz zu dieser „Vortiefe" vor der südwest-vergenten Tempelburger Achse ist die entsprechende „Rücktiefe" nur schwach entwickelt. Hier wird das Tertiär nur etwa 250 m mächtig, aber auch

[13]) In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß das große gravimetrische Hochgebiet westlich Lublin keineswegs flachgründig ist, erreicht doch allein die Oberkreide im Weichseldurchbruch eine Mächtigkeit von über 800 m, dabei sind darunter noch Jura und Trias in großer Mächtigkeit zu erwarten. Es darf somit auch bei Lublin das gravimetrische Hochgebiet, das höhere Schwerewerte als das Paläozoikum der Heiligkreuzberge erreicht, nicht mit einer geringen Tiefenlage des Grundgebirges in Zusammenhang gebracht werden.

hier weisen wie in der „Vortiefe“ die marinen Einschaltungen im Diluvium auf die fortdauernde Senkungstendenz hin.

Die Beckenränder des ostdeutschen Sedimentationsraumes haben im Zechstein ihre Hochlage im großen ganzen bis heute bewahrt.

Nach Südwesten hebt sich das Ostdeutsche Becken allmählich heraus, so daß hier von einem eigentlichen Uferrand wenigstens in der Trias kaum gesprochen werden kann. Im Rhät wurden überdies große randliche Teile des permischen und triadischen Sedimentationsgebietes dem südwestlichen Hochgebiet angegliedert. Die kimmerischen Bewegungen führten zu einer weiteren Einengung des Senkungsfeldes: Auf der Pompeckj'schen Schwelle fehlen höherer Jura und Neokom, so daß Gault und Oberkreide auf Trias und Lias übergreifen.

Der Südrand des Ostdeutschen Troges ist bis in den Jura hinein im wesentlichen konstant geblieben. Erst im Oberen Jura wird das Kristallin des „Beskiden-Vorwalles“ weitgehend überflutet; in gleicher Weise bleibt es in der Oberkreide Sedimentationsgebiet.

Ein ähnliches Bild bietet der Skythische Wall. Auch hier sind die Mächtigkeiten der triadischen, jurassischen und kretazischen Schichten derart gering, daß man von einem Uferrand sprechen kann, obwohl dieser wenigstens im Oberjura und in der Oberkreide nur als eine Inselkette angedeutet war. Das relativ geringmächtige Mesozoikum des südlichen Ostpreußen, das die Bohrung Johannisburg über einem Gabromassiv des präkambrischen Grundgebirges erschloß, gehört wohl einer Randzone des Skythischen Walles an. Für diese Annahme sprechen auch die häufigen klastischen Einschaltungen im höheren Jura.

Den Nordrand des Ostdeutschen Beckens erschlossen die Bohrungen bei Rügenwalde, Stolpmünde und Leba. Sie wiesen hier ein präkretazisches Hochgebiet nach, das sich seismisch und gravimetrisch näher begrenzen ließ. Es gehört mit großer Wahrscheinlichkeit dem südlichen Saum des Fennoskandischen Schildes an.

Die geothermischen Tiefenstufen der Bohrungen Leba (64 m) und Johannisburg (96 m) zeigen, daß die Abkühlung dieser randlichen Hochschollen schon weit vorangeschritten ist und der alter Schilde entspricht, während die geothermische Tiefenstufe im Zentrum des Ostdeutschen Beckens bei Schubin nur 33 m beträgt und sich somit der des Niedersächsischen Beckens bei Gifhorn (27 m) nähert.

C. Schriften

Assmann, P.: Die Tiefbohrung Oppeln. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1925, **46**, Berlin 1926.

— : Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1929, **50**. Berlin 1929.

Bentz, A.: Die Erdölbohrung Landesvater bei Salzwedel (Altmark). — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1930, **51**. Berlin 1930.

— : Der mesozoische Untergrund des norddeutschen Flachlandes und seine Erdölhöffigkeit. — Deutsches Erdöl, Schr. Brennstoffgeol., **7**. Stuttgart 1931.

Bentz, A. & Closs, H.: Erdöl und geophysikalische Reichsaufnahme in Großdeutschland. — Öl u. Kohle, **35**. 1939.

Berger, Fr.: Beiträge zur saxonischen Entwicklungsgeschichte Schlesiens. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **77**, B. Stuttgart 1937.

Beyer, K.: Das Liegende der Kreide in den Nordsudeten. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **69**, B. Stuttgart 1933.

Beyschlag, F.: Das Salzvorkommen von Hohensalza. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1913, **34**, 2. Berlin 1915.

Bohdanowicz, K.: Activité de l'Institut Géologique de Pologne en 1938. — Bull. Inst. géol. Pol., **18**. 1939.

Bonnesen, E. P., Bøggild, O. B. & Ravn, J. P. J.: Carlsbergfondets Dybdeboring i Grøndals Eng ved København 1894—1907 . . . . . København 1913.

Brinkmann, R.: Der Dogger und Oxford des Südbaltikums. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**. Berlin 1924.

Brockamp, B.: Seismische Feldarbeiten in Dänemark. I. T. — Mém. Inst. géod. Dänemark, (3), **2**. Kopenhagen 1934.

— : Über einige Ergebnisse der vom Geodätischen Institut 1933/34 ausgeführten seismischen Feldarbeiten in Dänemark. — Verh. balt. geod. Komm. Helsinki 1936.

v. Bubnoff, S.: Das ostdeutsch-polnische Becken. — Naturwiss., **22**. 1934.

— : Neue Angaben über den scythischen Wall. — Geol. Rdsch., **26**. 1935.

— : Ein magnetisches Profil durch Vorpommern. — Geol. Rdsch., **27**. 1936.

— : Geologische Auswertung einer erdmagnetischen Vermessung in Vorpommern. — Mitt. geol.-paläontol. Inst. Univ. Greifswald, **11**. 1937.

— : Der ostdeutsche Grenzraum. — Strukturen und Bodenschätze. — Geol. Rdsch., **30**. 1939.

v. Bülow, K.: Der Bau des vortertiären Untergrundes in Pommern. — Z. prakt. Geol., **34**. 1926.

Czarnocki, J.: Le zechstein dans le massif de Święty Krzyż. — Bull. Serv. géol. Pol. **2**, S. 151—197. 1923.

— : Überblick der Stratigraphie und Paläogeographie des Unterdevons im Polnischen Mittelgebirge. — Bull. Serv. géol. Pol. 8, **4**, S. 129—200. 1937.

— : Poszukiwania ropy naftowej w okolicach Wójczy i na obszarach sąsiednich po obu stronach Wisły w r. 1929—31 [Untersuchungen auf Erdöl bei Wójcza und im Nachbargebiet beiderseits der Weichsel 1929—31]. — Bull. Inst. géol. Pol., **18**, Załącznik 1. 1939.

Closs, H. & v. Zwerger, R.: Eine Schwerekarte von Polen und Bemerkungen zur südlichen Fortsetzung der Tempelburger Achse. — Öl u. Kohle, **36**. 1940.

Dahlgrün, Fr. & Seitz, O.: Die Bohrung Leba in Pommern. Vorläufige Mitteilung. — Jb. Reichsstelle Bodenforsch. f. 1941 (i. Druck).

Dalinkevičius, J.: Lietuvos Kreida. — Lit. naturwiss. Z. Kosmos, **15**. Kaunas 1934.

— : The stratigraphy of the Devonian Deposits and lower Carboniferous Transgressions in Lithuania. — Mem. Fac. Sci. Univ., **13**, Géol. Kaunas 1939.

Delle, N.: Devon-Ablagerungen der Niederung von Zemgales, des Gebietes der Augšzeme (Oberkurland) und Litauens. — Latvijas Univ. Raksti, math. un dabas zinatņu Fakultatis (2), **5**. Riga 1937.

Doktorowicz-Hrebnicki, St.: Compte-rendu des recherches sur les lignites des environs de Rogów. — C. R. Serv. géol. Pol., **32**. 1932.

— : Compte-rendu des recherches de lignite des environs de Rogów. — C. R. Serv. géol. Pol., **36**. 1933.

Eisentraut, O.: Der niederschlesische Zechstein und seine Kupferlagerstätte. — Arch. Lagerst.-Forsch., N. F., **71**. Berlin 1939.

Fischer, G.: Das Kristallin der Bohrung Johannisburg (Ostpr.). — Jb. Reichsstelle Bodenforsch. f. 1941.

Frebold, H.: Über die Verbreitung und Paläogeographie des Lias in Pommern und angrenzenden Gebieten. — Abh. u. Ber. pomm. naturf. Ges., **9**, 2. Stettin 1928.

Fulda, E.: Tiefbohrergebnisse im Zechstein von Halle und Merseburg. — Jb. hall. Verb. N. F., **8**, 1. Halle 1929.

Gagel, C.: Das Tertiärprofil der Bohrung Schlagenthin bei Arnswalde. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1922, **43**. Berlin 1923.

— : Über die stratigraphische Stellung und die Beschaffenheit der roten Permschichten Norddeutschlands. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1925, **46**. Berlin 1926.

Gołab, J.: Kimeridien in der Tiefbohrung bei Poznań. — Kosmos, **60**, 3, Ser. A, Mém. Lwów 1935.

Haalck, H.: Messungsergebnisse mit dem statischen Schweremesser auf der Nord- und Ostsee und in Norddeutschland. — Z. Geophys., **11**. 1935.

Hadding, A.: Den järnmalmsförande lagerserien i sydöstra Skåne. — Sver. geol. Unders. Ser. C, **376**. 1933.

Halicki, Br.: Sur la question du parcours des Ouralides en Pologne et dans les pays limitrophes. — Trav. Soc. Sci. et Lett. Wilno, Cl. Sci. math. et natur., **8**, 1933.

Halicki, Br.: Matériaux pour la connaissance de la structure géologique de la partie NE de la Pologne. . . . . — Ann. Soc. géol. Pol., **11**, S. 26—82. 1935 (1935a).

— : Carte du substratum sous-quaternaire de la partie NE de la Pologne. — C. R. Serv. géol. Pol., **42**. 1935 (1935b).

Halicki, Br. & Rydzewski, B.: Sur les résultats généraux du forage à Druskieniki près Grodno. — C. R. Serv. géol. Pol., **39**. 1934.

Höhne, R.: Beiträge zur Stratigraphie, Tektonik und Paläogeographie des südbaltischen Rhät-Lias, insbesondere auf Bornholm. — Abh. geol.-paläontol. Inst. Univ. Greifswald, **12**. 1933.

Illner, Fr.: Die Braunkohlenvorkommen in der Lausitz und in Niederschlesien. — Abh. naturf. Ges. Görlitz, **32**. 2. Görlitz 1934.

Janczewski, E. W.: Sur la tectonique des environs de Gora Św. Małgorzaty, distr. de Łęczyca, d'après les donnés gravimétriques. — C. R. Serv. géol. Pol., **33**. 1932.

Jentzsch, A.: Der vordiluviale Untergrund des Norddeutschen Flachlandes. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1899, **20**. Berlin 1900.

— : Der vortertiäre Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Der Bergbau i. Osten d. Königreichs Preußen. — Festschr. XII. allg. deutsch. Bergmannstag Breslau 1913, **1**, S. 1. 1913.

— : Über die nördliche Fortsetzung der oberschlesischen Keupertafel. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1918, **39**, I. Berlin 1920.

Keilhack, K.: Ergebnisse von Bohrungen 1. — Mitt. a. d. Bohrarch. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1903, **24**, S. 555—812. Berlin 1907 (1907a).

— : Ergebnisse von Bohrungen 2. — Mitt. a. d. Bohrarch. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1904, **25**. S. 847—1016. Berlin 1907 (1907b).

— : Ergebnisse von Bohrungen 3. — Mitt. a. d. Bohrarch. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1905, **26**, S. 495—662. Berlin 1908.

— : Ergebnisse von Bohrungen 4. — Mitt. a. d. Bohrarch. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1906, **27**, S. 531—680. Berlin 1909.

— : Ergebnisse von Bohrungen 5. — Mitt. a. d. Bohrarch. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1907, **28**, S. 669—973. Berlin 1910.

Klautsch, A.: Die Tiefbohrung Schlagenthin. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1916, **37**, 2. Berlin 1919.

Kowalczewski, B.: Sur le muschelkalk du versant meridional du massif de Święty Krzyż entre la Łośnia et la Czarna Nida. — Bull. Serv. géol. Pol., **3**. 1926.

Kraus, E.: Der Bau des Devons in Lettland. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **77**, B. Stuttgart 1937.

Krause, P. G.: Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1908, **29**. Berlin 1908.

— : Die Tiefbohrung Tilsit-Waldhof. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1938, **59**. Berlin 1939.

Ladwig, H.: Geschiebezählungen als Forschungsmittel zur Diluvialstratigraphie und Tektonik Ostpommerns. — Abh. geol.-paläontol. Inst. Univ. Greifswald, **19**. Greifswald 1938.

Lewiński, J.: Explorations géologiques dans la région traversée par le chemin de fer Varsovie—Kalisz. — Bull. Com. géol., **21**. Petersburg 1902.

— : Sprawozdzanie z badań geologicznych dokonanych wzdłuż drogi żelaznej Warszawsko—Kaliskiej. [Bericht über die geologischen Untersuchungen entlang der Eisenbahn Warschau—Kalisch.] — Pamiętnik fizyogr., **18**, Dział 2. 1904.

— : Przyczynek do znajomości utworów górnojurajskich na Kujawach. [Beitrag zur Kenntnis der Oberjura-Bildungen in Kujawien.] — Sprawodz. posiedz. tow. nauk Warszawa, **3**, S. 195—218. 1910.

— : Le sondage profond de Mińsk (en Lithuanie). — C. R. Soc. Varsovie, 1915, **8**. 1915.

— : Le Jurassique et le Keupérien dans un sondage profond a Częstochowa. — Sprawozd. posiedz. tow. nauk **20**, Wydz. 3. 1928.

— : Das Neokom in Polen und seine paläogeographische Bedeutung. — Geol. Rdsch., **23**. 1932.

— : Le Jurassique dans le forage profond de Lublin. — C. R. Serv. géol. Pol., **35**. 1933.

Lewiński, J., Łuniewski, A., Małkowski, St. & Samsonowicz, J.: Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy (Geologischer Führer durch Warschau und Umgebung). — Warszawa 1927.

Lewiński, J. & Samsonowicz, J.: Oberflächengestaltung, Zusammensetzung und Bau des Untergrundes des Diluviums im östlichen Teil des nordeuropäischen Flachlandes. — Trav. Soc. Sci. Varsovie, 3. cl. Sci. math. et natur., **31**. 1918.

Linstow, O. v.: Tektonik und Solführung im Untergrund von Berlin und Umgebung. — Z. deutsch. geol. Ges., 1922, **74**. Berlin 1923.

Lomnicki, A. M.: Geologia Lwowa i okolicy (Geologie von Lemberg und Umgebung). — Atlas geol. Galicyi. Tekst do zeszytu 10-go Cz. 1 (Geol. Atlas v. Galizien. Text zu H. 10, T. 1). Kraków 1897.

Lotze, Fr.: Salzabscheidung und Tektonik. — Stille-Festschr. Stuttgart 1936.

— : Steinsalz und Kalisalze, Geologie. — Die wichtigsten Lagerstätten d. „Nicht-Erze", **3**, 1. Berlin 1938.

Madsen, V.: Übersicht über die Geologie von Dänemark. — Danmarks geol. Unders. (5), **4**. København 1928.

Morozewicz, J.: Travaux en terrain exécutés pendant l'été 1926. — Bull. Serv. géol. Pol., **4**. 1927.

— : Travaux en terrain exécutés pendant l'été 1928. — Bull. Serv. géol. Pol., **5**. 1929.

Nörgaard, G.: Statische Schweremessungen auf See. — Verh. balt. geod. Komm. Helsinki 1936.

— : Einige Schwereverhältnisse in Dänemark. — Geod. Inst. Medd., **12**. København 1939.

Ödum, H.: Den präkvartäre Undergrund ved Sönderborg. — Meddel. dansk. geol. Foren., **8**. 1933.

Pawlica, W.: Sur les minerais de fer argileux de Starachowice. — Bull. Serv. géol. Pol., **1**. 1920.

Petrascheck, W.: Ergebnisse neuer Aufschlüsse im Randgebiet des galizischen Karbons. — Verh. geol. Reichs-Anst. Wien 1909.

Polutoff, N.: Über Mittelkreide und Tertiär in der Tiefbohrung Sieletz. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **155**. 1933.

Pożaryski, W.: Senonstratigraphie im Durchbruch der Weichsel zwischen Rachów und Pulawy in Mittelpolen. — Bull. Inst. géol. Pol., **6**. 1938.

Premik, J.: Compte-rendu des recherches executées pour les feuilles Częstochowa et Woźniki. — C. R. Serv. geol. Pol., **37**. 1933.

Pusch, G. G.: Nouvelles contributions à la géognosie de la Pologne. — Pamiętnik fizyogr., 1, S. 133—167. 1881.

Ravn, J. P. J.: Temperatur maalinger i Borhullet. Carlsbergfondets Dybdeboring. — Comm. géol. Mus. Min. Geol. Univ. Copenhague, **3**. Kopenhagen 1913.

Reich, H.: Laufzeitplan und Geologie in Ostpommern und im Alpenland. — Öl u. Kohle, **35**. Berlin 1939.

Richter, G.: Gestalt und tektonische Bewegungen des Niedersächsischen Beckens. — Öl und Kohle, **14**, S. 968—976. 1939.

Richter, K.: Paläogeographische Deutung von Malmgeschieben. — Z. Geschiebeforsch., **7**. Berlin 1931.

— : Gefüge und Zusammensetzung der norddeutschen Jungmoränengebiete. — Abh. geol. u. paläontol. Inst. Univ. Greifswald, **11**. 1933.

— : Pommersche Erdgeschichte aus neuen Blickwinkeln. — Unser Pommerland, **21**. 1936.

Richter, K., Münnich, G. & Stoll, E.: Mitteilungen aus dem Bohrarchiv der Pommerschen Geologischen Landessammlung. — Mitt. geol.-paläontol. Inst. Univ. Greifswald, **9**, S. 49. 1933.

Riedel, L.: Der Westrand der Pompeckj'schen Schwelle zur Kreidezeit in Hannover. — Z. deutsch. geol. Ges., **90**. Berlin 1938.

Rosłoński, R.: Sur les forages profonds et les eaux sulphureuses à Wienic près Włocławek. — C. R. Serv. géol. Pol., **38**. 1934.

Rutkowski, F.: Preliminary report on the geology of the Zawiercie-Siewierz coal-field. — Bull. Serv. géol. Pol., **2**, 1. 1923.

— : Forage profond á Głazówka près Zawiercie. — C. R. Serv. géol. Pol., **19—20**. 1928.

— : Résultats d'un forage profond à Dąbie près Cracovie: le Carbonifière. — C. R. Serv. géol. Pol., **27**. 1930.

Rydzewski, Br.: Die Tiefbohrung in Wilno und die Jurascholle im Diluvium von Puszkarnia. — Ann. Soc. géol. Pol., 3. 1926.

Samsonowicz, J.: Recherches géologiques dans les bassins de la Pokrzywianka et de la Kamionka, affluents de la Kamienna, Massif de Święty Krzyż. — C. R. Serv. géol. Pol., 12. 1925.

— : Sur les sources salées des environs de Łęczyca et leur relation avec la structure du substratum du Quaternaire. — C. R. Serv. géol. Pol., 19—20. 1928.

— : Le Zechstein, le Trias et le Liasique sur le versant nord du Massif de Ste. Croix. — Bull. Serv. géol. Pol., 5. 1929.

— : Le Turonien, le Cénomanien et le Dévonien du forage profond à Nieświcz, Volhynie. — C. R. Serv. géol. Pol., 26. 1930.

— : Résultats d'un forage profond à Dąbie près de Cracovie: le Quaternaire, le Tertiaire et le Jurassique. — C. R. Serv. géol., Pol., 27. 1930.

— : Note sur le Dévonien de Pełcza et sur le substratum du Mésozoique en Volhynie. — C. R. Serv. géol. Pol., 30. 1931.

— : Compte-rendu des récherches géologiques concernant les Terrains permiens sur le Horyń, Volhynie. — C. R. Serv. géol. Pol., 44. 1936.

— : Compte-rendu des récherches géologiques sur la bordure du bassin crétacé de Łódz. — C. R. Serv. géol. Pol., 48. 1937.

— : Über das Quartär und den Untergrund des Quartärs im polnischen Südbaltikum nach neuen Tiefbohrungen im Jurata und Karwia. — Geol. fören. Stockholm Förhandl., 60. 1938.

Schneider, O.: Ergebnisse von Bohrungen 6. — Mitt. a. d. Bohrarch. — K. preuß. geol. L.-A. Berlin 1914.

— : Ergebnisse von Bohrungen 7. — Mitt. a. d. Bohrarch. — K. preuß. geol. L.-A. Berlin 1915.

— : Ergebnisse von Bohrungen 8. — Mitt. a. d. Bohrarch. — Preuß. geol. L.-A. Berlin 1922.

Schuh, F.: Die Ergebnisse der geologischen und geophysikalischen Untersuchungen am Lübtheener Salzstock. — Mitt. mecklenb. geol. L.-A., 39, N. F. 4. Rostock 1930.

— : Die Ergebnisse einiger Tiefbohrungen. — Z. deutsch. geol. Ges., 84. 1932.

Seitz, O.: Über Mesozoikum und Perm in Pommern und Ostpreußen. — Jb. Reichsstelle f. Bodenforsch. f. 1941.

Sincov, J.: Brunnen der Branntwein-Monopol-Anstalten. — Verh. russ. ks. min. Ges., (2), 46. 1908.

Sujkowski, Zb.: Sur la découverte de granites en Nord de la Prypeć dans la Polésie. — C. R. Serv. géol. Pol., 18. 1927.

— : Étude pétrographique du Crétacé de Pologne. La série de Lublin et sa comparaison avec la craie blanche. — Bull. Serv. géol. Pol., 6. 1931.

— : Les affleurements de craie blanche entre le Niemen et la Jasiołda (Pologne du Nord-Est). — Bull. Serv. géol. Pol., 9, 2. 1938.

— : Sylur na Wołyniu w świetle wiercenia w Bocianówce. (Das Silur in Wolhynien und die Bohrung Bocianówka.). — Bull. Inst. géol. Pol., 12. 1939 [1939a].

— : Sédiments continentaux, probablement du Carbonifère inférieur, en Polésie orientale. — Bull. Inst. géol. Pol., 15. 1939 [1939b].

Sujkowski, Zb. & Różycki, Zb.: Geology of Warsaw to accompany 5 geological maps of Warsaw. — Warszawa: Zarząd miejski 1932.

Troedsson, G.: Några geologiska resultater fran de senaste årens djupborningar in nordvestra Skåne. — Geol. Fören. Stockholm Förh., 57. 1935.

Voigt, E.: Die Lithogenese der Flach- und Tiefwassersedimente des jüngeren Oberkreidemeeres. — Jb. hall. Verb., N. F., 8, Lfg. 2. Halle 1929.

— : Der Kippenschollenbau der Halbinsel Schonen. — Z. Geschiebeforsch., 6. 1929.

— : Faziesstudien in der baltischen Kreide auf Grund neuer Untersuchungen an Geschieben. — Z. Geschiebeforsch., 7. 1931.

Wahnschaffe, F. & Schucht, Fr.: Geologie und Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes. — 4. Aufl. Stuttgart 1921.

Wettig, E.: Das Rotliegende der nordwestsächsischen Mulde unter Berücksichtigung der Tiefbohrergebnisse von Saalhausen—Kreischa. — Z. deutsch. geol. Ges., 1927, **79**, Berlin 1928.
Weverinck, Th.: Beiträge zur Tektonik und Morphologie von Schonen. — Abh. geol.-paläontol. Inst. Univ. Greifswald, **17**. Greifswald 1936.
Windakiewicz, E.: Solnictwo [Salze]. **3**. — Krakau 1927.
Wolansky, D.: Die Cephalopoden und Lamellibranchiaten der Oberkreide Pommerns. — Abh. geol.-paläontol. Inst. Univ. Greifswald, **9**. 1932.
Zans, V.: Daži dziļākie zemes urbumi Latvajā (Einige Tiefbohrungen in Lettland). — „Daba un Zinātne", **4**. Riga 1935.

D. Erläuterungen zu Tafel 16—18

Hier sind auch die Quellen für jene Bohrungen angegeben, die nicht auf der Tafel 1 verzeichnet sind, sondern nur im Text erwähnt werden.

Alexandrów	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 14
Altburgund	s. Schubin
Althaldensleben, Hof d. Brauerei Schreier	Erl. Bl. Neuhaldensleben, Lfg. 216, 1919, S. 65
Bahnsdorf	Keilhack 1909, S. 631
Bartschin (Bartelstein)	Bohdanowicz 1939, S. 29
Behrenhoff I	Mitgeteilt v. Dr. K. Richter
Bentwisch	Schuh 1932, S. 678
Bereza Kartuska	Halicki 1935a
Berlin	
Alsenstraße	Mitgeteilt v. Dr. Wicher
Charlottenburg	v. Linston 1923, B, S. 90
Groß-Lichterfelde	v. Linston 1923, B, S. 91
Hermsdorf	v. Linston 1923, B, S. 89
Kolonnenstraße	Mitgeteilt v. Dr. Wicher
Pankow	v. Linston 1923, B, S. 91
Spandau II	v. Linston 1923, B, S. 90
Wedding	v. Linston 1923, B, S. 90
Betygala	Dalinkevičius 1934, S. 264
Birkberg A 1	Eisentraut 1939, S. 16
Bischdorf	Mbl.[1]) Schönwald, Nr. 2899 (4975)[2]), Gr.-Abt. 63, Nr. 60. Bohrarch. R. f. B.[3])
Bocianówka	Sujkowski 1939a
Bornsdorf	Mbl. Fürstlichdrehna, Nr. 2397 (4248), Gr.-Abt. 59, Nr. 15 Bohrarch. R. f. B.
Brandhorst b. Oranienbaum	Schneider 1915, S. 186
Branica	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 16
Brendemühl	Seitz 1941
Breslau-Kawallen	Mbl. Breslau-Nord, Nr. 2828 (4868), Gr.-Abt. 62, Nr. 53. Bohrarch. R. f. B.
Brieg	Mbl. Brieg, Nr. 3019 (5170), Gr.-Abt. 77, Nr. 7. Bohrarch. R. f. B.
Brömsenberg	Bentz 1931, S. 13
Bromberg	Mitgeteilt v. Dr. Scharf
Buhag 11 u. 13	Mbl. Gröditzberg, Nr. 2820 (4860), Gr.-Abt. 61 Nr. 51. Bohrarch. R. f. B.
Busk	Mitgeteilt v. Dr. Samsonowicz
Chołojów	Mitgeteilt v. Dr. Samsonowicz
Chorinskowitz (Schmiedingen)	Mbl. Kieferstädtel, Nr. 3351 (5777), Gr.-Abt. 78, Nr. 44. Bohrarch. R. f. B.
Chylin	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 18

[1]) Mbl. = Meßtischblatt.
[2]) Neue Nummer der Meßtischblätter in Klammern.
[3]) R. f. B. = Reichsstelle für Bodenforschung.

Cielce	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 18
Czernewitz b. Thorn	Mbl. Schillno, Nr. 1584 (3078), Gr.-Abt. 50, Nr. 3. Bohrarch. R. f. B.
Dabikine	Kraus 1937, S. 326
Dahme	Mbl. Dahme, Nr. 2321 (4146), Gr.-Abt. 59, Nr. 7. Bohrarch. R. f. B.
Danzig-Zigankenberg	Schneider 1914, S. 55
Deetz Nr. 14	Keilhack 1908, S. 535
Degow	Seitz 1941
Deichweg b. Herrnprotsch	Mbl. Lissa, Nr. 2827 (4867), Gr.-Abt. 62, Nr. 52. Bohrarch. R. f. B.
Dermań	Sujkowski 1939, S. 16
Diedrichshagen	Schuh 1932, S. 680
Doberlug 2, 4, 8	Mbl. Kirchhain, Nr. 2469 (4347), Gr.-Abt. 59, Nr. 20. Mbl. Göllnitz, Nr. 2471 (4349), Gr.-Abt. 59, Nr. 22. Bohrarch. R. f. B.
Dolhinów	Halicki 1933, S. 549
Dombrówka b. Rogów	Samsonowicz 1929, S. 19
Doristhal	Mbl. Schillehnen, Nr. 156 (11 102), Gr.-Abt. 20, Nr. 19. Bohrarch. R. f. B.
Druskieniki	Halicki & Rydzewski 1934
Dünaburg	Zāns 1935, S. 9
Dürlettel 1	Mbl. Brätz, Nr. 1990 (3660), Gr.-Abt. 47, Nr. 39. Bohrarch. R. f. B.
Ebenrode, Wasserwerk 2	Mbl. Ebenrode, Nr. 242 (13 101), Gr.-Abt. 20, Nr. 20. Bohrarch. R. f. B.
Elbing, Streckfuß	Keilhack 1907a, S. 779
Elsdorf	Keilhack 1909, S. 581
Erika 4	Mbl. Hohenbocka, Nr. 2618 (4550), Gr.-Abt. 59, Nr. 35. Bohrarch. R. f. B.
Falkowitz	Mbl. Karlsruhe, Ob.-Schl., Nr. 1960 (5073), Gr.-Abt. 77, Nr. 4, Bohrarch. R. f. B.
Gartz	Mbl. Greifenhagen, Nr. 1324 (2752), Gr.-Abt. 29, Nr. 43. Bohrarch. R. f. B.
Geidau	Mbl. Fischhausen, Nr. 181 (1286), Gr.-Abt. 17, Nr. 17. Bohrarch. R. f. B.
Głazówka bei Lazy	Rutkowski 1928, S. 36f.
Glubokoje	Sincov 1908, S. 8
Göritz/Oder	Mbl. Sonneburg, Nr. 1845 (3454), Gr.-Abt. 46, Nr. 27. Bohrarch. R. f. B.
Gombin	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 53
Gora	s. Hochfeld
Graudenz	Keilhack 1907b, S. 969
Grenzhof	Kraus 1937, S. 324
Grodno	Sincov 1908, S. 22 Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 34
Gr. Klein	Schuh 1932, S. 680
Gr. Möllen	Mbl. Gr. Möllen, Nr. 447 (1762), Gr.-Abt. 13, Nr. 47. Bohrarch. R. f. B.
Gr. Peterwitz	Mbl. Kostenblut, Nr. 2889 (4965), Gr.-Abt. 62, Nr. 56. Bohrarch. R. f. B.
Gr. Ströbitz	Keilhack 1910, S. 901
Gr. Wartenberg	Mbl. Gr. Wartenberg, Nr. 2710 (4672), Gr.-Abt. 63, Nr. 39. Bohrarch. R. f. B.
Gr. Zöllnig	Keilhack 1909, S. 678
Grüneweitschen	Mbl. Gumbinnen, Nr 291 (1499), Gr.-Abt. 19, Nr. 30. Bohrarch. R. f. B.
Grußendorf	Mbl. Ehra, Nr. 1821 (3430), Gr.-Abt. 42, Nr. 27. Bohrarch. R. f. B.
Hänchen	Keilhack 1910, S. 900
Haideburg	Mbl. Dessau, Nr. 2314 (4149), Gr.-Abt. 57, Nr. 12. Bohrarch. R. f. B.

Haliczany	Mitgeteilt v. Dr. Samsonowicz
Haldensleben	s. Althaldensleben
Heilsberg	Krause 1908
Heringsdorf	Mitgeteilt v. Prof. Dr. Seitz & Dr. Wicher
Herrmannshöhe	Polutoff 1933, S. 53
Hillmersdorf	Illner 1934, S 69
Hochfeld (früher Gora)	Windakiewicz 1927, S. 186
Hohensalza	Jentzsch 1913, S. 23
Horst	Mbl. Karnitz, Nr. 601 (1956), Gr.-Abt. 12, Nr. 59. Bohrarch. R. f. B.
Jaktorów	Mitgeteilt v. Dr. Samsonowicz
Janiški	Kraus 1937, S. 324ff.
Janiszewo	Lewiński 1910, Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 53
Jarotschin	Keilhack 1909, S. 674, Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 61
Jastrow, Goldene Aue 2	Bentz 1931, S. 13
Jellowa	Mbl. Alt-Baudendorf, Nr. 3023 (5174), Gr.Abt. 77, Nr. 11. Bohrarch. R. f. B.
Jembke	Keilhack 1910, S. 822f.
Johannisburg	Seitz 1941, Fischer 1941
Jüterbog, Brunnen C	Keilhack 1909, S. 620
Jurata	Samsonowicz 1938
Kalisch	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 23
Kambs	Schuh 1932, S. 681
Kammin	Mbl. Kammin, Nr. 685 (2054), Gr.-Abt. 29, Nr. 3. Bohrarch. R. f. B.
Karwen (Karwia)	Samsonowicz 1938
Kemmern (Kemmeri)	Zāns 1935, S. 8
Kempa	Mbl. Gr. Döbern, Nr. 3083 (5273), Gr.-Abt. 77, Nr. 16. Bohrarch. R. f. B.
Kinten	Dalinkevičius 1934, S. 270
Klausdorf	Mbl. Treuenbrietzen, Nr. 2175 (3943), Gr.-Abt. 44, Nr. 58. Bohrarch. R. f. B.
Kl. Dievenow (jetzt Wald-Dievenow)	Seitz 1941
Kl. Öls	Mbl. Wansen, Nr. 3018 (5169), Gr.-Abt. 76, Nr. 12. Bohrarch. R. f. B.
Kl. Sägewitz	Mbl. Breslau-Süd, Nr. 2892 (4878), Gr.-Abt. 62, Nr 59. Bohrarch. R. f. B.
Klemmen	Seitz 1941
Klix A 3	Eisentraut 1939, S. 16 u. 57
Klostersee	Mbl. Klostersee, Nr. 502 (1832), Gr.-Abt. 8, Nr. 53. Bohrarch. R. f. B.
Königsberg, Harberger Grund	Mbl. Königsberg, Nr. 183, 184 (1288—1289), Gr.-Abt. 18, Nr. 13—14. Bohrarch. R. f. B.
Köselitz	Mbl. Hundeluft, Nr. 2242 (4040), Gr.-Abt. 58, Nr. 1. Bohrarch. R. f. B.
Köslin 3	Seitz 1941
Koluszki	Samsonowicz 1929, S. 19
Konstadt	Mbl. Konstadt, Nr. 2898 (4974), Gr.-Abt. 63, Nr. 59. Bohrarch. R. f. B.
Kopenhagen	Bonnesen, Bøggild & Ravn 1913
Kowno	Delle 1937, S. 22
Kozłów	Mitgeteilt v. Dr. Samsonowicz
Krakau	Rutkowski 1930, Samsonowicz 1930
Kreika	Eisentraut 1939, S. 23
Krietern I	Mbl. Breslau-Süd, Nr. 2892 (4968), Gr.-Abt. 62, Nr. 59. Bohrarch. R. f. B.
Kruschin	Jentzsch 1913, S. 27
Kuchelberg	Mbl. Kunitz, Nr. 2762 (4763), Gr.-Abt. 61, Nr. 48. Bohrarch. R. f. B.

Labiau	Krause 1939, S. 371
Lackie Wielkie	Mitgeteilt v. Dr. Samsonowicz
Landesvater	Bentz 1930
Lanze	Mbl. Lormitz, Nr. 1540 (3034), Gr.-Abt. 43, Nr. 1. Bohrarch. R. f. B.
Leba	Dahlgrün & Seitz 1940
Lemberg	Łomnicki 1897, S. 16
Lentschütz, Margaretenberg	Janczewski 1932, Samsonowicz 1929, S. 19, Morozewicz 1929, S. XXV
Leschna	Assmann 1929, S. 155
Leslau (Włocławek), Wieniec 3	Lewiński 1932, S. 258, Rosłoński 1934, S. 27
Lida	Samsonowicz 1936, S. 20
Lissa	Mbl. Lissa, Nr. 2043 (4165), Gr.-Abt. 62, Nr. 8. Bohrarch. R. f. B.
Litzmannstadt (Łódź)	Lewiński 1902, S. 556f., 1932, S. 273
Lohbrück	Eisentraut 1939, S. 60
Lośnice	Rutkowski 1923, S. 121
Louisdorf	Mbl. Marienau, Nr. 3079 (5269), Gr.-Abt. 76, Nr. 18. Bohrarch. R. f. B.
Lublin	Lewiński 1933, S. 36ff., Sujkowski 1931, S. 561
Lukow	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 24
Lüsewitz	Schuh 1932, S. 677. Ergänzende Mitt. v. Dr. Wicher
Lychen	Bentz 1931, S. 11 Ergänzende Mitt. v. Prof. Seitz & Dr. Wicher
Lyck	Mbl. Lyck, Nr. 817 (21 100), Gr.-Abt. 37, Nr. 7. Bohrarch. R. f. B.
Małaszewicze	Samsonowicz 1931, S. 60
Malmitz, Marienhütte 3	Mbl. Malmitz, Nr. 2553 (4458), Gr.-Abt. 61, Nr. 25. Bohrarch. R. f. B.
Malnawa	Kraus 1937, S. 326
Maniewicze	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 41
Marienburg, Wasserwerk 1 u. 2	Keilhack 1907a, S. 763
Markehnen	Mbl. Germau, Nr. 140 (1186), Gr.-Abt. 17, Nr. 11. Bohrarch. R. f. B.
Meiten	Kraus 1937, S. 325
Mielencin	Jentzsch 1920
Mielnik	Lewiński, Łuniewski u. a., S. 4
Mikaschewitschi	Sujkowski 1927, S. 48
Milkow, Stationsbrunnen	Mbl. Tempelburg, Nr. 1067 (2463), Gr.-Abt. 30, Nr. 30. Bohrarch. R. f. B.
Minsk	Lewiński 1915, S. 107—122
Misdroy, Försterei Neue Krug	Mbl. Misdroy, Nr. 683 (2052), Gr.-Abt. 29, Nr. 1. Bohrarch. R. f. B.
Mitau II (Jelgava)	Zāns 1935, S. 10
Modły	Doktorwicz-Hrebnicki 1932, S. 24
Mörse II	Schneider 1915, S. 26
Moltkeshall I u. II	Keilhack 1908, S. 526
Moltkeshall VII	Schneider 1915, S. 39
Moszczenno I u. II	s. Wapno
Namslau	Mbl. Namslau, Nr. 2896 (4972), Gr.-Abt. 63, Nr. 57. Bohrarch. R. f. B.
Nassow	Mbl. Altbelz, Nr. 524 (1862), Gr.-Abt. 13, Nr. 53. Bohrarch. R. f. B.
Naugard	Mbl. Naugard, Nr. 946 (2356), Gr.-Abt. 29, Nr. 23. Bohrarch. R. f. B.
Neuenhofe, Bismarckhall V	Keilhack 1908, S. 515
Nienhagen	Schuh 1932, S. 681
Nieświcz	Samsonowicz 1930, S. 14f.
Öbisfelde	Mbl. Öbisfelde-Kaltendorf, Nr. 1893 (3161), Gr.-Abt. 42, Nr. 34. Bohrarch. R. f. B.

Oppeln	Assmann 1926, S. 373
Oranienburg	v. Linstow 1923, B, S. 92
Osowiec	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 48
Ottmütz	Mbl. Gr. Stein, Dr. 3198 (5474), Gr.-Abt. 77, Nr. 29. Bohrarch. R. f. B.
Ozorków	Samsonowicz 1928, S. 28
Papenhagen	Seitz 1941
Pavandene	Dalinkevičius 1934, S. 270
Pfaffendorf I	Mbl. Kunitz, Nr. 2762 (4763), Gr.-Abt. 61, Nr. 48. Bohrarch. R. f. B.
Pogorsch	Erl. Bl. Oliva, Lfg. 107, 1903, S. 12
Poniewiesz	Kraus 1937, S. 326
Posen	Gołąb 1935
Priorfließ	Keilhack 1910, S. 900
Proskau	Mbl. Proskau, Nr. 3197 (5473), Gr.-Abt. 77, Nr. 28. Bohrarch. R. f. B.
Purmallen	Gagel 1926
Questin	Schuh 1932, S. 681
Raackow (auch Rakow)	Keilhack 1910, S. 903
Rachów	Pożaryski 1938
Radoszyce	Mitgeteilt v. Prof. Dr. Michels
Rawa Mazowiecka	Samsonowicz 1929, S. 19
Repichow	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 44
Rodleben	Schneider 1915, S. 163
Rogów	Doktorowicz-Hrebnicki 1932, S. 23 ff.
Romitten	Keilhack 1907 a, S. 791
Rositten	Kraus 1937, S. 326
Rüdersdorf VI	Erl. Bl. Rüdersdorf, Lfg. 26, 1914
Rügenwalde	Seitz 1941
Rykoszyn	Morozewicz 1927, S. XX
Rzeszotary	Petrascheck 1909, S. 370
Salzhof	s. Wapno
Sanniki	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 30
Sassenburg	Mbl. Schönebeck i. P., Nr. 1153 (2557), Gr.-Abt. 29, Nr. 36. Bohrarch. R. f. B.
Scheuder	Keilhack 1909, S. 581
Schlagenthin	Klautzsch 1919, S. 140, Gagel 1923, Polutoff 1933, S. 46. Ergänzende Mitt. v. Dr. Staesche
Schmiedingen	s. Chorinskowitz
Schönfelde	Mbl. Libau, Nr. 1861 (3470), Gr.-Abt. 49, Nr. 25. Bohrarch. R. f. B.
Scholpin	Mbl. Scholpin, Nr. 170 (1269), Gr.-Abt. 14, Nr. 18. Bohrarch. R. f. B.
Schroda I	Keilhack 1908, S. 625
Schubin (Altburgund)	Jentzsch 1913, S. 9, Gagel 1926, S. 168
Semihostytschi	Sujkowski 1939 b
Senslau	Schneider 1914, S. 66
Sieletz	Polutoff 1933
Siemkowice	Doktorowicz-Hrebnicki 1932, S. 24, Samsonowicz 1937, S. 46
Sienkiewicze	Sujkowski 1939 b, S. 113
Siewierz	Pusch 1881, S. 146
Skalmierschütz	Keilhack 1910, S. 916, Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 62
Skaudai	Dalinkevičius 1934, S. 267
Słotwiny	Doktorowicz-Hrebnicki 1932, S. 24, 1933, S. 81
Solca	Samsonowicz 1928, S. 28
Sonderburg	Ödum 1933
Stenzlau (Rittergut)	Keilhack 1907 a, S. 757
Stojanów	Mitgeteilt v. Dr. Samsonowicz
Stolpmünde	Seitz 1941
Stralsund, Wasserwerk	Richter, Münnich & Stoll 1933, S. 49

Strzegocin	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 32
Stubendorf	Mbl. Gr. Stein, Nr. 3198 (5474), Gr.-Abt. 77, Nr. 29., Bohrarch. R. f. B.
Stutthof	Schneider 1922, S. 194
Svekšna	Dalinkevičius 1934, S. 269
Szczypiorno	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 33
Tarnitz	Mbl. Falkenberg, Nr. 3140 (5371), Gr.-Abt. 77, Nr. 20. Bohrarch. R. f. B.
Tartaków	Mitgeteilt v. Dr. Samsonowicz
Tauroggen	Krause 1939
Thorn E 1	Polutoff 1933, S. 51
Tiegenhof, Bahnhof	Keilhack 1907a, S. 741
Tilsit-Waldhof	Krause 1939
Trebenow	Mbl. Dobberphul, Nr. 771 (2154), Gr.-Abt. 29, Nr. 9. Bohrarch. R. f. B.
Tschauchelwitz	Mbl. Rothbach, Nr. 2955 (5068), Gr.-Abt. 76, Nr. 5. Bohrarch. R. f. B.
Tschenstochau	Premik 1933, S. 8, Lewiński 1928
Tuczna-Baba	Pusch 1881, S. 143
Vjekšna	Kraus 1937, S. 326
Vossowska-Voßwalde	Assmann 1929, S. 171 ff.
Wald-Dievenow	s. Kl. Dievenow
Waldhof	Mbl. Gogolin, Nr. 3253 (5574), Gr.-Abt. 77, Nr. 35. Bohrarch. R. f. B.
Wapno (Salzhof)	Mbl. Exin u. Stempuchowo, Nr. 1576 u. 1647 (3070 u. 3170), Gr. Abt. 49, Nr. 1 u. 7. Bohrarch. R. f. B.
Warschau	Lewiński 1904, S. 17
Wendtshof, Freienwalde a. O.	Bentz 1931, S. 8
Wierzchoslawitz	Keilhack 1910, S. 889
Wilkomir (Ukmerge)	Kraus 1937, S. 326
Wilkowice	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 34
Wilna	Halicki 1935, Rydzewski 1926
Włocławek (Leslau), Wieniec 3	Lewiński 1932, S. 258, Rosłoński 1934, S. 27
Wójcza	Czarnocki 1939, S. 2
Wolmirstedt	Erl. Bl. Wolmirstedt, Lfg. 216, 1920
Xions, Bahnhof	Mbl. Xions, Nr. 2201 (3969), Gr.-Abt. 48, Nr. 60. Bohrarch. R. f. B.
Zadwórze	Mitgeteilt v. Dr. Samsonowicz
Zawisznia	Mitgeteilt v. Dr. Samsonowicz
Zerbst	Keilhack 1909, S. 566
Zgierz	Samsonowicz 1928, S. 28
Zibelle I u. II	Mbl. Zibelle, Nr. 2550 (4455), Gr.-Abt. 60, Nr. 28. Bohrarch. R. f. B.
Zicherie	Keilhack 1910, S. 821
Zieko	Mbl. Hundeluft, Nr. 2242 (4040), Gr.-Abt. 58, Nr. 1. Bohrarch. R. f. B.
Zischkowo	Jentzsch 1913, S. 28, Polutoff 1933, S. 42
Żyrardow	Lewiński & Samsonowicz 1918, S. 55

Über Flottsande in der östlichen Mark Brandenburg

Von Bruno Dammer, Berlin

1 Abbildung

Das Vorkommen von Flottsanden war bisher nur aus dem nordwestlichen Deutschland, der Lüneburger Heide, der Gegend von Harburg und Bremen, dem oldenburgisch-preußischen Grenzgebiet, Ostfriesland und anderen mehr oder weniger benachbarten Gebieten sowie vom Nordhange des Flämings bekannt, wo sie seit Anfang dieses Jahrhunderts von einer größeren Anzahl Geologen bei ihren Arbeiten aufgefunden, auf den von ihnen aufgenommenen geologischen Karten zur Darstellung gebracht oder in besonderen Aufsätzen behandelt worden sind. Es erübrigt sich, hier auf Einzelheiten darüber einzugehen und die einschlägige Literatur anzuführen, nachdem Dewers in seinen zwei grundlegenden Arbeiten: „Flottsandgebiete in Nordwestdeutschland, ein Beitrag zum Lößproblem“ (Abh. herausgeg. v. naturwiss. Ver. zu Bremen, **28**, 1932, S. 131—204) und „Probleme der Flugsandbildung in Nordwestdeutschland“ (ebenda, **29**, 1934/35, S. 324—366) die Flottsandfrage unter vollständiger Aufführung der einschlägigen Schriften nach allen Seiten eingehend behandelt und hierbei den engen Zusammenhang zwischen Flottsanden und Flugsanden und damit einwandfrei die äolische Entstehung des Flottsandes klargestellt hat. Aus dem ganzen weiten Gebiet des nördlichen und nordöstlichen Deutschlands waren Flottsandvorkommen bisher unbekannt, so daß Dewers in seiner zweiten, oben angeführten Arbeit (S. 347) noch schreiben konnte: „Aus dem ganzen Gebiet südlich der Ostsee, welches vom Inlandeise der Weichselvereisung ehemals bedeckt war, sind uns keine Flottsand- oder Lößablagerungen bekannt geworden, und es ist auch ziemlich ausgeschlossen, daß man sie bisher übersehen hat, ebensowenig, wie das bei den nordwestdeutschen Vorkommen geschehen ist.“ Nun hat sich aber gezeigt, daß diese Annahme nicht richtig ist, sondern daß auch in diesem Gebiet ganz zweifellose Flottsandablagerungen vorhanden sind.

Um die Jahrhundertwende ist in der nördlichen Neumark von Korn, Schroeder und Finckh bei der Kartierung der Blätter Zehden und Mohrin der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000, etwa halbwegs zwischen Freienwalde a. O. und Königsberg in der Neumark, ein etwa 8 km langer und ½ bis 1 km breiter, im allgemeinen ostwestlich verlaufender Zug von Feinsand festgestellt worden, der auf den geologischen Blättern als Mergelsand dargestellt worden ist. Der Feinsand bedeckt nach den Erläuterungen zu Blatt Zehden in einer Mächtigkeit bis über 4 m einen zur großen baltischen Endmoräne gehörenden Endmoränenzug, der aus Geschiebemergel mit mächtigen Blockpackungen

besteht, selbst auf seinen höchsten Kuppen, erstreckt sich über einen Teil des Hinterlandes der Endmoräne und überkleidet einen mehrere 100 m breiten Streifen des nach S vorgelagerten Sanders, wo seine Mächtigkeit bis zum völligen Verschwinden schnell abnimmt. Die Verbreitung des Feinsandes sowohl nach N wie nach S ist anscheinend größer, als er auf der Karte dargestellt worden ist, was sich daraus erklärt, daß er bei sehr geringer Mächtigkeit nicht immer mehr als selbständige Bildung erkannt, sondern mit den Verwitterungsbildungen, namentlich des Geschiebemergels, zusammengefaßt worden ist.

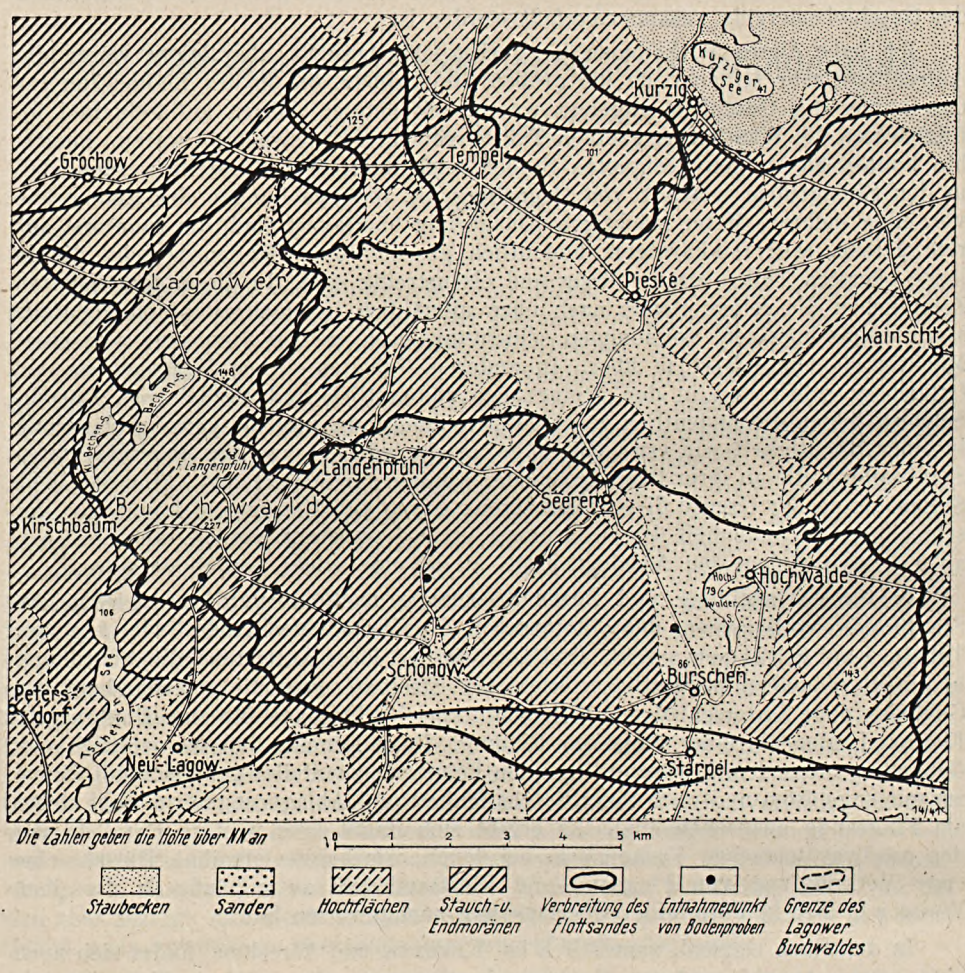
Ich habe dieses Vorkommen im Herbst 1937 besucht, aber leider waren die Aufschlüsse sehr schlecht, da die großen Steingruben, die in der Endmoräne zur Gewinnung der Geschiebe angelegt waren, seit einigen Jahren auflässig und infolgedessen die Wände zum größten Teil verrutscht und bewachsen waren. Immerhin konnte an einigen geeigneten Stellen noch deutlich festgestellt werden, daß in den Steingruben westlich von Grüneberg die Blockpackungen der Endmoräne von einer mehrere Meter mächtigen Ablagerung überlagert sind, die zuunterst aus rein gelben, sehr feinkörnigen, undeutlich geschichteten Sanden besteht, die in ihren obersten Teilen eisenschüssig und eisenstreifig sind. In dieser ferretisierten Zone gehen die feinen Sande nach oben allmählich in einen zuunterst ebenfalls stark eisenschüssigen, vollkommen schichtungslosen, gelben Staubsand von einer Mächtigkeit von 0,5—1 m über. In anderen Gebieten dieses Vorkommens, bei Grüneberg selbst und in den Steingruben südwestlich und südlich von Dürren-Selchow fehlen die undeutlich geschichteten Feinsande, und die ganze Ablagerung in einer Mächtigkeit von etwa 0,5—1 m besteht lediglich aus den ungeschichteten Staubsanden, die an ihrer Basis mehr oder weniger ferretisiert sind. Eine deutliche Steinsohle an der Grenze dieser Ablagerung gegen den Untergrund konnte bei der schlechten Beschaffenheit der Aufschlüsse nicht festgestellt werden, wenn es auch an mehreren Stellen den Anschein hatte, als ob eine solche vorhanden wäre.

In ihrer Ausbildung und Zusammensetzung nach Korngrößen gleichen die Staubsande vollkommen den Flottsanden Nordwestdeutschlands, wie aus der Tabelle 1 auf S. 191 hervorgeht. Und auch die Art ihres Auftretens, die Anordnung in einem schmalen, ostwestlich gerichteten Streifen sowie die Überkleidung des Geländes ohne Unterschied der Höhenlage spricht durchaus für eine Deutung als Flottsand, also als einer äolischen Bildung. Dazu kommt, daß die westlich von Grüneberg unter dem Flottsand liegenden Feinsande zweifellos genetisch mit diesen zusammengehören und nach ihrer Beschaffenheit und Ablagerungsform wohl sicher als Flugsande anzusehen sind. Es ergibt sich damit eine weitere Parallele mit den nordwestdeutschen Vorkommen, bei denen, wie bereits erwähnt, Dewers eine enge Verknüpfung von Flugsand und Flottsand und zwar häufig in derselben Weise wie hier in Form einer Überlagerung nachgewiesen hat.

In derselben Gegend, namentlich bei Klemzow und Wrechow, findet sich noch eine ganze Anzahl weiterer Mergelsandvorkommen, die wohl z. T. sicher als Beckenbildungen anzusehen sind. Hierfür spricht in einigen Fällen ihr Gebundensein an rinnenartige Senken und die wiederholt beobachtete Verknüpfung des Mergelsandes mit Beckentonen. In anderen Fällen ist es aber sehr wohl möglich, daß es sich auch hier um Flottsand handelt, was aber aus Mangel an Aufschlüssen nicht festgestellt werden konnte. Jedenfalls spricht hierfür ihr Nichtgebundensein an bestimmte Höhenlagen.

Ein weiteres, erheblich ausgedehnteres Flottsandvorkommen habe ich bei meinen Aufnahmearbeiten in der südlichen Neumark, also in dem östlich der Oder

zwischen der Warthe im N und der Oder im S, oder geologisch gesprochen zwischen dem Thorn-Eberswalder Urstromtal im N und dem Warschau-Berliner Urstromtal im S gelegenen Gebiet aufgefunden. Es liegt im wesentlichen auf den Meßtischblättern Liebenau, Lagow und Tempel und greift mit seinen Rändern noch auf die benachbarten Blätter Schermeisel und Jordan über.



Man kann die südliche Neumark als das klassische Gebiet der gewaltigen Stauchmoränen bezeichnen, die das Inlandeis bei seinem letzten Vorrücken zu mächtigen Höhenzügen emporgepreßt hat, deren erste Anlage aber wahrscheinlich bis in frühere Eiszeiten, vielleicht sogar bis in die Voreiszeit zurückreicht. Die Stauchmoränen ragen, oft mit steilem Anstieg, aus bald kleineren, bald größeren Gebieten der ehemaligen Hochflächen, die sich meist durch geringere Höhenlage und ruhigere Oberflächenformen auszeichnen, heraus und bilden z. T. stark kuppige Gebiete mit schroffen Oberflächenformen und großen Höhenunterschieden, z. T.

mächtige schildförmige Rücken mit meist ruhigeren Oberflächenformen, denen aber auch oft kleinkuppigere Gebiete zwischengeschaltet sind. Der Ausbildung der Oberfläche entspricht auch vielfach der innere Bau, insofern als in den ebenflächigeren Teilen der Untergrund nur in breiten Sätteln und Mulden zusammengefaltet worden ist, während in den kuppigeren Gebieten eine enge Faltung verbunden mit intensivster Verknetung, Zerreißung und Verschiebung der Schichten erfolgt ist, die oft soweit geht, daß auf allerengstem Raum die verschiedenartigsten Schichten und in allen nur denkbaren Lagerungsformen zueinander an die Oberfläche treten. Von der Stauchung ist das braunkohlenführende Miozän mit seinen Sanden, Letten und Tonen, das Pliozän in Form von schneeweißen oder durch Ferretisierung nachträglich gelblich und rötlich gefärbten Kaolinsanden, ebensolchen Kiesen und Posener Ton sowie das gesamte ältere Diluvium mit seinen Kiesen, Sanden und meist schwärzlichgrau gefärbten Geschiebemergelbänken betroffen worden. An dem Aufbau des älteren Diluviums namentlich in seinen oberen Teilen sind in unserem Gebiet sehr stark Feinsande und Mergelsande beteiligt, die oft sogar in fette Tone übergehen.

Über die ebeneren Hochflächengebiete und die aufgestauchten Höhenzüge ist dann das Eis hinweggeschritten und hat bei seinem Abschmelzen eine meist nur geringmächtige, in den kuppigen Gebieten vielfach lückenhafte Grundmoränendecke in Form von Geschiebemergel oder Geschiebesand hinterlassen, die nun diskordant die aufgestauchten Schichten gleichmäßig überkleidet.

In die Stauchmoräne haben sich, meist im Zusammenhang mit subglazialen Rinnen, flußartige Sanderströme eingegraben, die sich weiter nach S zu mehrfach zu großen Sanderebenen erweitern und in das Warschau-Berliner Urstromtal einmünden (vgl. Dammer, geol.-morphol. Übersichtskarte der südlichen Neumark und angrenzender Gebiete. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1930).

Das hier in Betracht kommende Gebiet, das skizzenhaft in der Abb. S. 188 dargestellt ist, besteht in seinen für die vorliegende Frage wesentlichen Teilen in großen Zügen aus einer gewaltigen Stauchmoräne, die durch einen von N herkommenden Sanderstrom in einen westlichen und einen östlichen Teil zerlegt ist und einer der Stauchmoräne im N vorgelagerten flachwelligen und flachkuppigen Hochfläche. In den westlichen Teil der Stauchmoräne erstrecken sich einige Verästelungen eines ausgedehnten Sanders, in den sie an ihrem Südrande übergeht. Im W wird das Gebiet durch eine tief eingeschnittene, breite Senke begrenzt, in der die Lagower Seenkette mit den beiden Bechenseen, dem Tschetschsee und dem Lagower See liegt.

Der westliche Teil der Stauchmoräne, besonders das Gebiet zwischen Seeren, Schönow, Lagower Seenkette und Grochow, das zum großen Teil vom Lagower Buchwald bedeckt ist, ist eine der kuppigsten der neumärkischen Stauchmoränenlandschaften und weist die erheblichsten Höhenunterschiede dieser Gegend auf. Im Lagower Buchwald liegen die Höhen vielfach bei 180—220 m über NN und erreichen ihre größte Höhe in der zweitgrößten Erhebung der Mark Brandenburg mit 227 m über NN. Etwa 1½ km davon entfernt liegt die größte Tiefe des Tschetschsees (53 m) bei etwa 50 m über NN, so daß hier also ein Höhenunterschied von rund 175 m vorhanden ist. Das starkkuppige Gelände verflacht sich nach O zu allmählich und grenzt mit immer noch recht bewegter Oberfläche an den tischebenen Sander, dessen Oberfläche bei etwa 85 m über NN liegt, und der in der Mitte von einer ziemlich steil eingesenkten, bald schmäleren, bald breiteren, etwas nördlich vom Hochwalder See einsetzenden Alluvialrinne durchzogen wird. Vom

Ostrande des Sanders, der südlich Starpel nach O umbiegt, erhebt sich das Gelände in einem anfänglich flacheren, als Hochfläche dargestellten, dann steileren Anstieg zu einem in großen Teilen ziemlich ebenflächigen, mehrfach aber auch stark kuppigen Stauchmoränenrücken, dessen größte Höhe bei 143 m über NN liegt. Die nordöstlich der Linie Pieske—Tempel gelegene Hochfläche bildet ein flachkuppiges und flachwelliges Gelände, dessen Höhenlage etwa zwischen 90 und 100 m über NN liegt.

Entsprechend den obigen Ausführungen besteht die westliche Stauchmoräne in ihrem östlichen Teil, also in der Gegend von Seeren, Schönow und Langenpfuhl zur Hauptsache aus einem kleinstückigen Mosaik von miozänen, pliozänen und altdiluvialen Ablagerungen, im westlichen Teil vorwiegend aus altdiluvialen Kiesen, Sanden, Mergelsanden und einer aus lehmigem Geschiebesand mit Einlagerungen von Geschiebemergel bestehenden Grundmoräne. All diese Ablagerungen sind überkleidet von einer sehr lückenhaften, dünnen Decke jungdiluvialen Geschiebemergels und Geschiebesandes. In der östlichen Stauchmoräne findet sich in den ebenflächigeren Teilen eine geschlossene, in den kuppigeren Gegenden eine ebenfalls vielfach lückenhafte Decke von jungdiluvialem Geschiebesand und Geschiebemergel, aus der hier häufig, wie z. B. besonders in ihrem südlichsten Teil in größeren Flächen, altdiluviale Ablagerungen, namentlich in Form von sehr feinen Sanden, hervorragen. Die Sanderflächen bestehen aus fein- bis mittelkörnigen Sanden mit kleinen Geschieben, und die nördliche Hochfläche wird ausschließlich von jungdiluvialen Sanden und Geschiebemergel gebildet. Kennzeichnend für das ganze Gebiet, besonders natürlich für die Stauchmoränen, ist der außerordentlich große Geschiebereichtum mit häufig sehr großen Exemplaren.

Über dieses morphologisch und petrographisch so verschiedenartige Gebiet breitet sich nun in einem zusammenhängenden Zuge von etwa 25 km Länge und in einem ihm im NO vorgelagerten, kleineren isolierten Vorkommen eine Decke von Flottsand aus, die in den ebenflächigeren Gebieten, also besonders in der nördlichen Hochfläche, den Sanderflächen und den ebeneren Teilen der östlichen Stauchmoräne vollkommen geschlossen, aber in den kuppigeren Gebieten an den steilen Bergflanken infolge späterer Abwaschung in größeren und kleineren Flächen vielfach unterbrochen ist, so daß hier der stark wechselnde Untergrund frei zutage liegt. Dementsprechend bieten solche Gegenden bei offenen Feldern oft ein sehr buntfarbiges Bild. Weiterhin fehlt der Flottsand an den steilen Flanken der breiten, den Sander durchziehenden Alluvialrinne und einiger anderer kleinerer Rinnen, die aus den Stauchmoränen herabkommen. Auch hier liegt jedenfalls spätere Abwaschung vor. In ihrer Hauptverbreitung bildet die Flottsanddecke einen 3—5 km breiten Streifen, der im S auf etwa 15 km Länge ostwestlich gerichtet ist, im W kurz vor der Lagower Seenrinne nach NNO umbiegt und z. T. an den beiden Bechenseen noch über diese hinausgreift. Die Möglichkeit der Abgrenzung des Flottsandes auf der Karte hängt, wie weiter unten noch näher dargelegt werden soll, sowohl von seiner Mächtigkeit, wie von seiner Zusammensetzung nach Korngrößen ab.

Für die Beurteilung der Mächtigkeit des Flottsandes ist es sehr erschwerend, daß sie in den kuppigen Gebieten einerseits an den Bergflanken durch nachträgliche Abtragung stark verringert, andererseits in den Senken durch Anschwemmung erheblich erhöht worden ist, doch läßt sich im allgemeinen erkennen, daß sie in ihrem ursprünglichen Zustand im südlichen Teil des Lagower Buchwaldes, also östlich des Tschetschsees und der beiden Bechenseen am größten ist und im Durchschnitt etwa 1—1,5 m beträgt. Hier finden sich eine Anzahl guter

Tabelle 1

Gebiet	Meßtischblatt	Entnahmestelle (siehe umseitig)	>2 mm	2-1 mm	1-0,5 mm	0,5-0,2 mm	0,2-0,1 mm	0,1-0,05 mm	0,05-0,02 mm	0,02-0,01 mm	<0,01 mm
Südliche Neumark	Liebenau	1	0,2	0,6	2,4	2,7	3,3	24,8	37,4	10,8	18,0
		2	—	1,3	6,2	11,8	14,2	34,0	21,4	1,8	9,3
		3	0,7	1,6	4,7	5,6	5,8	22,0	32,1	10,0	18,2
		4	—	0,3	0,5	1,0	2,2	30,0	39,6	10,5	15,9
		5	0,1	0,6	4,6	11,0	16,2	28,8	22,4	2,6	13,8
Nördliche Neumark	Zehden	6	3,4	1,6	2,2	4,4	11,7	27,8	36,4		12,5
		7	0,2	0,2	0,4	2,3	10,5	25,4	41,6		19,4
		8	2,1	0,8	2,0	3,4	6,2	20,3	47,4		17,8
Fläming	Niemegk	9	—	—	0,4	2,8	4,0	17,2	40,8		34,8
		10	0,2	0,4	4,8	15,2	6,0	20,4	34,0		19,0
		11	0,2	0,4	2,0	4,0	2,4	14,4	48,0		28,6
	Belzig	12	0,4	1,2	6,0	11,2	7,2	18,0	41,2		14,8
		13	—	0,2	1,8	8,4	6,8	11,2	41,6		30,0
		14	0,8	0,4	3,2	8,0	4,4	10,8	55,2		17,2
Lüneburger Heide	Sülze	15	0,4	0,8	4,8	18,0	6,8	14,4	44,0		10,8
	Ebstorf	16	—	—	1,2	4,0	3,6	34,0	44,0		13,2
		17	—	0,2	1,4	8,0	6,4	34,0	36,0		14,0
		18	—	0,4	2,4	7,2	3,6	31,2	42,0		13,2
		19	0,4	0,8	3,2	19,2	4,8	23,2	35,2		13,2
		20	—	0,4	2,8	13,6	9,2	18,8	41,6		13,6
	Bevensen	21	7,2	1,2	3,6	7,2	3,6	22,0	40,0		15,2
		22	3,6	5,2	8,8	22,0	10,4	5,2	22,8		22,0

Aufschlüsse in den Einschnitten der Straßen Schönow—Gr. Kirschbaum, Langen pfuhl—Neulagow und F. Langenpfuhl—Neulagow. Sowohl nach N wie nach O zu ist die Mächtigkeit geringer, so daß hier kaum einmal Beträge über 1 m festgestellt werden konnten. Werte von 0,5—0,75 m bilden hier die Regel. Nach den Rändern zu geht sie bis auf ganz geringe Beträge herunter, so daß die Flottsandbedeckung infolge der Verunreinigung mit Untergrundsmaterial durch die Ackerbestellung oft kaum noch feststellbar ist. Vielfach konnte sie aber doch noch selbst bei ganz geringer Mächtigkeit deutlich erkannt werden, da der Flottsand an Wegrändern und alten Grenzrainen oft noch vollkommen rein erhalten geblieben ist. Aber auch bei eingetretener Verunreinigung durch Untergrundsmaterial kann man, sofern diese nicht allzu groß geworden ist, bei längerer Übung noch häufig das Vorhandensein von Flottsand feststellen, da er sich in solchen Fällen in der Beschaffenheit des Bodens in bezug auf seine Struktur und Farbe deutlich auswirkt. Dadurch wird dann in vielen Fällen, namentlich am Südrande und am Nordrande des ostwestlichen Flottsandstreifens eine scharfe Grenzziehung möglich, während in anderen Gegenden wieder die Abgrenzung völlig unsicher ist. Dies ist besonders in der Umgebung von Tempel der Fall, und es ist sehr wohl möglich, daß in dem westlich und südwestlich von diesem Ort gelegenen Gebiet überhaupt keine geschlossene Decke von Flottsand mehr vorhanden ist, wie es auf der beigefügten Kartenskizze dargestellt ist, sondern daß sich diese in eine Reihe von kleineren Einzelvorkommen auflöst. Klarheit hierüber kann vielleicht einmal eine Spezialkartierung erbringen.

In der allgemeinen Mächtigkeitsabnahme des Flottsandes von W nach O scheint eine gewisse Gesetzmäßigkeit vorzuliegen, denn auch bei den Flottsanden des Flämings wie auch bei dem Vorkommen auf dem Blatte Zehden haben wir dieselbe Erscheinung, doch ist eine sichere Erklärung hierfür, die in der vorherrschenden Windrichtung bei der Ablagerung des Flottsandes liegen müßte, noch nicht möglich. Eine in derselben Richtung liegende Erscheinung, die bei den nordwestdeutschen Flottsandvorkommen beobachtet und diskutiert worden ist, die verschiedenartige Verteilung der Flottsandbedeckung je nach der Orientierung des Hanges im Gelände, konnte hier nicht festgestellt werden.

Die Zusammensetzung des Flottsandes unseres Gebietes nach Korngrößen entspricht in dem größten Teil seiner Verbreitung durchaus derjenigen anderer Vorkommen. In der Tabelle 1 ist eine Anzahl Schlämmanalysen von verschiedenen Flottsandvorkommen, den neumärkischen, vom Fläming und aus der Lüneburger Heide zum Vergleich zusammengestellt worden, und man ersieht hieraus, daß abgesehen von einigen Ausnahmen die höchsten Prozentziffern auf die Fraktionen von 0,05—0,01 mm entfallen und daß sie zusammen mit der Fraktion von weniger als 0,01 mm stets den Hauptbestandteil des Flottsandes bilden. Daneben ist dann die Fraktion von 0,1—0,05 mm sehr stark beteiligt, während die gröberen Bestandteile demgegenüber weit zurücktreten.

1. Chaussee Burschen—Seeren, 1 km NW Burschen
2. Chaussee Seeren—Schönow, O Höhe 144,4
3. Chaussee Schönow—Langenpfuhl, an den Lastbergen
4. Chaussee Langenpfuhl—Neulagow, Höhe 174,3
5. Chaussee Schönow—Lagower Buchwald, Jagen 8 A/3
6. Hartwigsche Steingruben bei Karlstein, Entnahmetiefe 4 dm
7. „ „ „ „ „ 7 dm
8. „ „ „ „ „ 15 dm
9. Lobbeser Rummel

10. Weg S. Feldheim (Windmühle)
11. Große Kiesgrube SW Marzahna
12. Steile Kieten
13. Hohlweg nach den Steilen Kieten
14. Steile Kieten, Entnahmetiefe 5—7 dm
15. Haltestelle Diesten
16. Im Bobenwald, Jagen 33
17. Im Bobenwald, Jagen 36
18. Im Bobenwald, Jagen 20
19. 2 km N Oitzfelde, Wald O Staatsstraße, Entnahmetiefe 1 dm
20. 2 „ „ „ „ „ „ 5 dm
21. S Oitzendorf am Wege nach Masendorf (Geschiebeflottsand)
22. S Heitbrack am Wege nach Molzen (Geschiebeflottsand)

Bei den Analysen aus unserem Gebiet weist die Probe 2 einen höheren Anteil an gröberen Bestandteilen auf, was darauf zurückzuführen ist, daß sich hier eine Menge kleiner sekundärer Kalkkonkretionen gebildet haben, die einen wesentlichen Teil des gröberen Materials ausmachen. Bei der Probe 5 ist der stärkere Anteil an gröberen Bestandteilen wohl darauf zurückzuführen, daß sie am Hang einer steilen Kuppe entnommen ist, an der Vermengung mit Untergrundsmaterial erfolgt ist. Diese spielt sicherlich auch in anderen Teilen des Vorkommens, namentlich bei geringer Mächtigkeit des Flottsandes, eine Rolle, so daß er aus diesem Grunde häufiger etwas gröber ausgebildet ist, als seiner normalen Zusammensetzung entspricht.

Eine derartige gröbere Ausbildung ist aber vielfach auch primärer Natur, insofern als sich, namentlich in den nördlichen und westlichen Randgebieten der Flottsanddecke, vorwiegend Flächen finden, in denen schon bei äußerer Betrachtung eine grobkörnigere Zusammensetzung des Flottsandes gegenüber den mehr zentral gelegenen Gebieten zu erkennen ist. In den südlichen Randgebieten ist diese Erscheinung kaum jemals beobachtet worden. In den Tabellen 2 und 3 sind eine Reihe Schlämmanalysen von zwei Entnahmestellen mitgeteilt, aus denen deutlich hervorgeht, daß hier die Fraktion von 0,2—0,1 mm und sogar schon die von 0,5—0,2 mm sehr stark beteiligt ist. Wir haben hier also offenbar schon eine sehr starke Tendenz zum Übergang zum Flugsand, und in manchen Gebieten, wie z. B. namentlich unmittelbar östlich des Kleinen Bechensees, ist die Ausbildung des Materials schon so grobkörnig, daß man hier fast kaum von Flottsand sprechen kann. Dasselbe ist auch bei den Flottsanddecken in der Umgegend von Tempel der Fall, so daß man auch hier häufig im Zweifel ist, wie man den Flottsand abgrenzen soll. Dazu kommt noch, daß auch die fluvioglazialen Sande vielfach äußerst feinkörnig sind, so daß dann mangels Aufschlüssen die Entscheidung über die Natur der Sande als äolische oder fluviatile Ablagerung völlig unsicher ist.

In anderen Gegenden, namentlich in der Stauchmoräne östlich Hochwalde-Burschen, treten, wie bereits gesagt worden ist, oft altglaziale Sande an die Oberfläche, die äußerst fein und zuweilen sogar als Staubsande ausgebildet sind. Da hier nun außerdem die Mächtigkeit des Flottsandes nur noch sehr gering und die Flottsanddecke in dem kuppigen Gelände vielfach unterbrochen ist, so ist es hier häufig völlig unsicher, ob noch eine Flottsandbedeckung vorliegt, und ebenso muß immer die Frage offen bleiben, ob ein Teil der unter dem Flottsand liegenden Sande nicht als Flugsand anzusehen ist. Aufschlüsse sind hier nicht vorhanden, und der Handbohrer läßt eine Entscheidung hierüber nicht zu.

Tabelle 2

Entnahmestelle: Chaussee Neulagow — F. Langenpfuhl, SW Höhe 199,0, Blatt Lagow.

Entnahmetiefe dm	>2 mm	2-1 mm	1,0-0,5 mm	0,5-0,2 mm	0,2-0,1 mm	0,1-0,05 mm	0,05-0,02 mm	0,02-0,01 mm	<0,01 mm
0-1	1,3	3,7	16,2	18,7	19,3	18,3	10,8	2,5	10,5
1-2	1,3	4,2	15,4	18,4	23,0	16,8	10,3	3,3	8,6
2-3	1,5	3,6	14,6	15,3	21,4	17,5	14,3	4,8	8,5
3-4	1,7	3,4	13,4	15,8	22,6	21,2	12,7	1,9	9,0
4-5	1,2	2,6	11,8	11,8	26,2	24,4	12,0	2,9	8,3
5-6	1,3	3,2	13,4	12,2	29,4	21,7	10,7	2,8	6,6
6-7	1,3	3,6	12,2	13,2	23,6	21,0	14,3	4,0	8,1
7-8	1,3	4,1	15,1	13,9	25,8	22,8	11,1	1,9	5,3
8-9	1,0	5,7	17,6	14,7	25,5	20,5	9,3	0,8	5,9
9-10	0,0	2,8	10,9	12,2	42,8	19,2	5,7	1,5	4,9
10-11	0,0	0,8	8,9	17,7	39,2	20,5	4,8	2,0	6,1
11-12	5,8	3,6	16,8	18,7	26,0	20,3	8,6	1,9	4,1

Tabelle 3

Entnahmestelle: NW Seeren, Grube am östlichen Waldrand der Querstücke, Bl. Liebenau

>2 mm	2-1 mm	1-0,5 mm	0,5-0,2 mm	0,2-0,1 mm	0,1-0,05 mm	0,05-0,02 mm	0,02-0,01 mm	<0,01 mm
0,12	0,9	3,9	25,0	27,0	20,5	13,7	3,0	6,0
0,3	1,2	3,8	14,2	18,8	26,2	18,8	1,8	15,2

Aus dem Gesagten geht aber hervor, daß der Flottsand in den nördlichen und westlichen Randgebieten seiner Verbreitung gröber ausgebildet ist als in den zentralen Teilen und im südlichen Randgebiet, und zwar häufig in dem Maße, daß zum mindesten schon eine Annäherung an Flugsande vorhanden ist. Und hierin liegt dann eine weitere Parallele zu den nordwestdeutschen Flottsandvorkommen, für die Dewers die enge Verknüpfung mit Flugsanden und den Übergang zu diesen nachgewiesen hat.

In der Tabelle 2 ist eine Folge von 12 Schlämmanalysen wiedergegeben, zu denen das Material an einem Wegeeinschnitt in Abständen von je 10 cm entnommen worden ist. Hier zeigt sich, daß die unterste Probe besonders viel gröbere Bestandteile enthält, wahrscheinlich durch Beimengung von Material aus dem Untergrunde, der hier aus mittelkörnigem Sand besteht. Weiterhin ergibt sich, daß das unterste Drittel der Ablagerung wesentlich gröber ausgebildet ist als der mittlere Teil und daß in dem oberen Drittel wieder eine Zunahme an grobkörnigen Bestandteilen stattfindet. Es zeigt sich also, daß die Ausbildung des Flottsandes in vertikaler Richtung durchaus nicht immer gleichmäßig ist, sondern daß auch sie in recht erheblichem Maße wechseln kann. Allerdings ist es ja möglich, daß der stärkere Anteil an gröberen Komponenten in dem obersten Drittel zu einem geringen Teil, aber jedenfalls nicht in vollem Umfange auf eine nachträgliche Verunreinigung zurückzuführen ist, die in dem stark kuppigen Gelände bei dem häufigen Durchstoßen älterer Diluvialschichten durch die Flottsanddecke sehr leicht eintreten kann. Hierdurch ist auch die auf den ersten Blick auffällig wirkende Erscheinung zu erklären, daß recht häufig im Flottsand selbst oder an seiner Oberfläche manchmal sogar recht große Geschiebe liegen, die dann eben von bloßgelegten Hängen hinabgerollt oder bei geringer Flottsandmächtigkeit durch die bekannten Vorgänge aus dem Untergrund emporgehoben worden sind.

In seiner Struktur ist der Flottsand eine rein gelbe, vollkommen gleichmäßig dichte, schichtungslose Masse ohne die für den Löß charakteristischen Poren. Er besitzt eine gewisse Standfestigkeit, so daß er in Aufschlüssen meist steile Hänge bildet. Infolge seiner Feinkörnigkeit kann er in hohem Maße und für lange Zeitdauer Wasser aufspeichern, was sich besonders darin zeigt, daß, namentlich im Lagower Buchwald, Wegeeinschnitte meist das ganze Jahr hindurch stark durchfeuchtet bleiben. Oberflächlich ist er stets etwas verlehmt und humifiziert. An seiner Basis ist er in der Regel in einer Dicke von etwa 10 cm mehr oder weniger stark ferretisiert, und zwar entweder in einer geschlossenen Schicht oder in einzelnen dünnen Bändern. Die Ferretisierung setzt sich fast stets, oft sogar in verstärktem Maße ein oder mehrere Dezimeter in den Untergrund ohne Rücksicht auf dessen Beschaffenheit fort.

Im allgemeinen ist der Flottsand vollkommen kalkfrei, aber an zwei Stellen, an der Probeentnahmestelle an der Chaussee Seeren—Schönow und in der Grube am östlichen Waldrand der Querstücke nordwestlich Seeren besitzt er einen, im ersten Fall 4,8 %, im zweiten 7,66 % betragenden Gehalt an kohlensaurem Kalk, und in beiden Fällen ist es zur Bildung von sehr häufigen, kleinen, sekundären Kalkkonkretionen gekommen. In einem dritten Fall, ebenfalls an der Chaussee Seeren—Schönow etwas nordwestlich von der genannten Entnahmestelle, war in einer kleinen Grube unter etwa 0,75 m Flottsand ein etwa 0,75 m mächtiger ziemlich grober Pliozänsand und darunter dunkelbraune miozäne Braunkohlenletten aufgeschlossen. Die an sich doch vollkommen kalkfreien Letten waren in ihren obersten 20 cm von zahlreichen dünnen, rein weißen Kalkschnürchen durchzogen, während der Pliozänsand und der Flottsand vollkommen

kalkfrei waren. Hier ist also der gesamte ursprüngliche Kalkgehalt des Flottsandes durch die Atmosphärilien ausgewaschen worden, durch den Pliozänsand hindurchgewandert und in den dichten schwer durchlässigen Letten wieder zum Absatz gelangt. Da eine sekundäre Entstehung des Kalkgehaltes im Flottsand nicht möglich ist, muß aus diesen drei Vorkommen geschlossen werden, daß er ursprünglich überall vorhanden gewesen und erst nachträglich durch Verwitterung bei der hohen Durchlässigkeit des Flottsandes aus ihm ausgewaschen worden ist.

Eine Steinsohle an der Grenze des Flottsandes gegen seinen Untergrund konnte bisher nicht sicher nachgewiesen werden. An einigen Stellen waren zwar Andeutungen einer solchen vorhanden, aber die wenigen Aufschlüsse reichten zur Entscheidung dieser Frage nicht aus, da sie zu klein waren und in ihnen meist der Untergrund nicht freigelegt war. In einem einigermaßen größeren Umfang bot sich nirgends Gelegenheit zu Beobachtungen in dieser Richtung.

Was nun die Entstehung der neumärkischen Flottsande betrifft, so ist ihre Deutung als Windabsatz zweifellos, denn eine andere Art der Ablagerung ist in Anbetracht ihrer Verbreitung ohne Rücksicht auf die genannten sehr großen Höhenunterschiede und über die verschiedenen Formenelemente, Moränen und Sanderflächen hinweg nicht möglich. Das Material zu ihnen stammt wohl sicher aus den im N vorgelagerten Urstromtal- und Sanderflächen, und zwar bei den Vorkommen in der nördlichen Neumark aus den in der Uckermark und in Pommern gelegenen Flächen und bei dem in der südlichen Neumark aus dem Thorn—Eberswalder Urstromtal und den großen Sanderebenen der nördlichen Neumark, zumal die letzteren ja doch wohl unzweifelhaft auch die Ursprungsgebiete der etwa 10 km nördlich vom Nordrand der Flottsanddecke einsetzenden gewaltigen Dünenmassen, die den Urstromtalterrassen aufgesetzt sind, gewesen sind, ohne daß damit gesagt sein soll, daß diese etwa gleichaltrig mit den Flottsanden wären. Vielmehr muß man ja annehmen, daß die Dünen dieses Gebietes jünger sind. Der Herkunft des Flottsandmaterials entsprechend müßten vorherrschend Nord- und Nordwestwinde die Anwehung verursacht haben, und damit stimmt auch die Tatsache überein, daß lediglich in den nördlichen und westlichen Randgebieten die grobkörnigere Ausbildung des Flottsandes und die Übergänge zu Flugsanden auftreten.

Für die Bestimmung des Alters der Ablagerung muß man davon ausgehen, daß die von Flottsand bedeckte Endmoräne der nördlichen Neumark zum Pommerschen Stadium der Weichseleiszeit gehört. Für die die Stauchmoräne der südlichen Neumark bedeckende, geringmächtige Grundmoräne hat Hesemann (Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. II. Der Züllichauer Bogen. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1937, **58**, S. 455—471, Berlin 1938) auf Grund von Geschiebeuntersuchungen festgestellt, daß sie ebenfalls dem Pommerschen Stadium zuzurechnen ist. Daraus folgt also, daß die Ablagerung des Flottsandes in einem ziemlich späten Stadium der Abschmelzperiode des letzten Eisvorstoßes in diesem Gebiet erfolgt sein muß, denn einmal müssen die der Endmoräne vorgelagerten und die die Stauchmoräne durchquerenden Sanderflächen bereits trocken gewesen sein, und weiterhin müssen auch schon die nördlich vorgelagerten Urstromtal- und Sandergebiete wenigstens zeitweise so weit wasserfrei gewesen sein, daß aus ihnen genügende Staubmassen ausgeblasen werden konnten. Andererseits kann zwischen dem Rückzug des Eises aus den in Betracht kommenden Gebieten und der Auswehung des Flottsandmaterials kein allzulanger Zeitraum gelegen haben, so daß noch keine tiefgreifende Verwitterung gewirkt hat, da der Flottsand ursprünglich kalkhaltig gewesen ist.

Es ergibt sich also, daß entgegen der vorherrschenden Ansicht, daß Löß und lößähnliche Bildungen nur zur Zeit des Höhepunktes einer Vereisung entstanden sein können, derartige Bildungen auch in einem weit späteren Stadium, als der Rückzug des Eises schon ein erhebliches Ausmaß angenommen hatte, zum Absatz gelangt sein können.

Ich möchte annehmen, daß die besprochenen neumärkischen Vorkommen von Flottsand nicht die einzigen im nordöstlichen Deutschland sind und daß auch schon in den geologisch aufgenommenen Gebieten noch weitere vorhanden sind, die bei den Aufnahmearbeiten übersehen oder nicht als solche erkannt worden sind. Die oft nur geringe Mächtigkeit und die damit verbundene leichte Verunreinigung durch Untergrundsmaterial macht, wie wir gesehen haben, beim Fehlen von Aufschlüssen eine richtige Deutung oft schwierig. Jedenfalls empfiehlt es sich, auf diese Dinge im nordöstlichen Deutschland zu achten. Allerdings muß dabei neben der petrographischen Beschaffenheit auch stets die geologische Position berücksichtigt werden.

Zur Kenntnis des Silurs im Rheinischen Schiefergebirge I

Das Auftreten von Tomaculum problematicum GROOM im Ebbe-Sattel und die Bedeutung der Kotpillen-Schnur für die Gliederung des sauerländischen Ordoviciums

Von KURT BEYER, Berlin

6 Abbildungen

Inhalt

	Seite
Vorbemerkung	198
A. Einleitung	199
B. Das Auftreten von *Tomaculum problematicum* GROOM im Ebbe-Sattel	201
I. Die *Tomaculum* führenden Schiefer des Kiesberter Spezialsattels	202
a) Aufschlüsse an der Nordwest-Flanke des Sattels	203
b) Aufschlüsse an der Südost-Flanke des Sattels	207
c) Stratigraphische Ergebnisse	208
II. Die *Tomaculum* führenden Schiefer von Elsen	208
III. Die *Tomaculum* führenden Schiefer auf Bl. Plettenberg	210
C. Das Alter der Schiefer mit *Tomaculum* und die stratigraphische Bedeutung der Kotpillen-Schnur	213
D. Bemerkungen zur Lebensdauer der Erzeuger von *Tomaculum* im Sauerland und zur Frage ihrer Art	216
E. Stratigraphische und paläogeographische Folgerungen	217
F. Zusammenfassung	219
G. Schriften	220

Vorbemerkung

Die stratigraphischen Untersuchungen, die ich in den letzten Jahren im Auftrage der Reichsstelle für Bodenforschung unter der Leitung von W. PAECKELMANN im Silur des Ebbe-Sattels (Sauerland) durchführte, haben interessante und überraschende Ergebnisse gezeitigt. Es war geplant, diese nach Abschluß der Untersuchungen in einer zusammenfassenden Arbeit zu veröffentlichen. Aus naheliegen-

den Gründen muß in der jetzigen Zeit von dieser Absicht Abstand genommen werden. Es soll daher in Einzelaufsätzen, die unter dem Obertitel „Zur Kenntnis des Silurs im Rheinischen Schiefergebirge“ erscheinen, über die Ergebnisse berichtet werden.

A. Einleitung

Im Kern des Ebbe-Sattels schied A. Fuchs 1912 als tiefste „Verse-Schichten“ (älteste Lenneschiefer-Serie) eine mächtigere Folge von „dunklen, feinschuppig brechenden, häufig Sphärosideritknollen und Geoden führenden Schiefern von hunsrückartigem Typus“ aus, die er als Herscheider Schiefer (= Untere Verse-Schichten) bezeichnete. Wie die beistehende Übersicht (Abb. 1) zeigt, haben diese alten Schiefer — die, wie wir heute wissen, die ältesten fossilführenden Schichten des rechtsrheinischen Schiefergebirges überhaupt enthalten — im Laufe der Jahre eine verschiedene Altersdeutung erfahren.

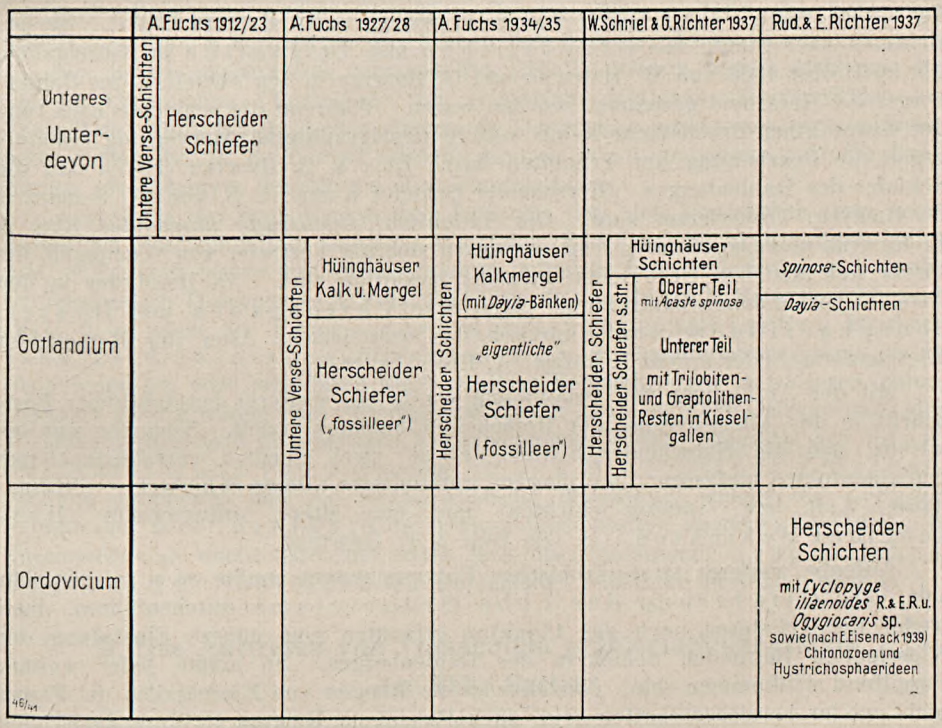


Abb. 1. Übersicht über die verschiedene Altersdeutung der tiefsten Schichten des Sauerlandes (Ebbe-Sattel).

Auf Bl. Herscheid reihte Fuchs (1922) seine Herscheider Schiefer als „Liegende Schichten des Unterdevons“ in das stratigraphische System ein. Aber schon in den Erläuterungen zu diesem Blatte wurden die Unteren Verse-Schichten mit den (Unteren) Gedinne-Schichten von Mondrepuis und Liévin verglichen. Damit waren

die Herscheider Schiefer „an die Basis des Devons oder auch ins oberste Obersilur zu stellen“ (Fuchs 1923, S. 856).

Einige Jahre später führte Fuchs (1928 a) eine Gliederung seiner Unteren Verse-Schichten durch; der obere, fossilführende Teil wurde als Hüinghäuser Kalk bzw. Kalkmergel von dem unteren, „fossilleeren“ Teil („eigentliche Herscheider Schiefer“) abgetrennt. Beide Schichtenfolgen, späterhin als Herscheider Schichten zusammengefaßt (Fuchs 1935, S. 7), wurden ins Obersilur gestellt, zum ersten Male in der „Geologischen Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes und des Bergischen Landes“ (Fuchs 1928 b). Maßgebend für diese Altersdeutung war zunächst (Fuchs 1928 a, S. 556) nur die Tatsache, daß die „fossilleere“ Hauptmasse der eigentlichen Herscheider Schiefer älter sein mußte als der Grenzkalk, dessen Fauna engste Beziehungen zum Oberludlow zeigt (vgl. auch Fuchs 1934, S. 403 u. 405). Erst einige Jahre später konnte Fuchs (1934) Funde von *Dayia navicula* Sow. mitteilen und damit den Nachweis eines obersilurischen Alters für höhere Teile seiner Unteren Verse-Schichten erbringen[1]). Damit ergab sich auch mit Sicherheit ein zumindest silurisches Alter für die tieferen Teile der Herscheider Schiefer. Die paläontologische Bestätigung erfolgte denn auch wenige Jahre später durch W. Schriel & G. Richter (1937). Sie berichteten über Funde von Graptolithen und Trilobiten in Kieselgallen, die im Herbst 1936 von W. Hartung und G. Richter in den Schiefern des Rahlenberges bei Herscheid gesammelt worden waren. Während die schlechte Erhaltung der Graptolithen-Bruchstücke keine weitere stratigraphische Auswertung erlaubte, ergab die Bearbeitung der Trilobiten durch Rud. & E. Richter (1937), daß die Schiefer des Rahlenberges („Herscheider Schiefer s. str.“ i. S. von W. Schriel & G. Richter) Ordovicium sind. Die Trilobiten (*Cyclopyge illaenoides* Rud. & E. Richter und *Ogygiocaris* ? sp.) erwiesen sich als Vertreter von Gattungen, die bisher nur aus dem Ordovicium bekannt geworden sind. An Hand der in den Geoden vorhandenen Mikrofauna (zahlreiche Chitonozoen und Hystrichosphaerideen) wurde kürzlich das ordovicische Alter der Herscheider Kieselgallenschiefer erneut bestätigt (A. Eisenack 1939).

Mit der Auffindung von Ordovicium wurde ein weiterer beträchtlicher Fortschritt in der Altersdeutung der Herscheider Schiefer erzielt. Nunmehr war bewiesen, daß die Herscheider Schiefer Fuchs' zwei gänzlich verschiedenaltrige Schichtenfolgen umfassen: Eine jüngere, gotlandische (*Dayia*-Schichten + ?Hüinghäuser Kalk bzw. *spinosa*-Schichten) und eine ältere, ordovicische („Herscheider Schichten i. S. von Rud. & E. Richter).

Aufgabe weiterer stratigraphischer Untersuchungen mußte es u. a. nunmehr sein, eine Gliederung des Ebbe-Ordoviciums durchzuführen, denn weder die Trilobiten noch das Plankton erlaubten eine nähere Einstufung der Kieselgallen führenden Schichten des Rahlenberges. So mußte jeder weitere Fossilfund willkommen sein. Nachdem große Mengen von Kieselgallen die Fauna nicht weiter bereichert hatten (vgl. auch Rud. & E. Richter 1937, S. 291), blieb nur übrig, wiederum den Schiefern selbst erhöhte Aufmerksamkeit zu schenken, wenn auch nach der langjährigen vergeblichen Suche von Fuchs[2]) und angesichts der negativen Beurteilung der Schiefer hinsichtlich einer Fossilführung

[1]) Das Verdienst, als erster sicheres Obersilur im Ebbe-Sattel festgestellt zu haben, gebührt also A. Fuchs (vgl. W. Schriel & G. Richter 1937, S. 543).

[2]) „Die Hauptmasse der eigentlichen Herscheider Schiefer bis dicht unter dem Grenzkalk ist fossilleer“ (1934, S. 400).

erst neuerdings wieder durch W. Schriel & G. Richter[3]) nur wenig Hoffnung auf glückliche Fossilfunde bestand.

So hatte eine auffallende Lebensspur, die ich Herbst 1938 in den alten Schiefern bei Kiesbert im südlichen Ebbe-Teilsattel auf Bl. Herscheid entdeckte, besondere Bedeutung. Es handelt sich um geradlinig oder gekrümmt, vielfach auch zickzackförmig verlaufende Schnüre aus einer mehr oder weniger dichten Packung kleiner, Ameisenpuppen ähnlicher Körper. Diese am Fundpunkt ungemein häufigen Problematika erweckten meine Aufmerksamkeit um so mehr, als ich gleiche Gebilde in den petrographisch sehr ähnlichen milden Schiefern am Südfuße des Rahlenberges bei Herscheid nicht beobachtet hatte, obwohl gerade diese zuvor Gegenstand einer Spezialuntersuchung waren.

Rud. & E. Richter hatten die Liebenswürdigkeit, die ihnen zugesandten Problematika näher zu untersuchen (1939a). Sie stellten fest, daß es sich hier um gleiche Gebilde handelte, wie sie J. Barrande als „Oeufs d'origine indéterminée (bzw. „incertaine") schon 1872 (Taf. 17 u. 35) aus dem böhmischen Ordovicium abgebildet und näher beschrieben hat. Es handelt sich um Kotpillen-Schnüre, deren bisher unbekannte Erzeuger wohl „Tiere von bestimmter Organisation und begrenzter Lebenszeit waren" (Rud. & E. Richter 1939a, S. 116). Die Lebensspur erhielt von Rud. & E. Richter den Namen *Syncoprulus pharmaceus* n. gen. n. sp. Da sich jedoch nachträglich herausstellte, daß Th. Groom bereits 1902 aus dem tiefsten Ordovicium (Tremadoc) der englischen Midlands (Herefordshire und Shropshire) völlig gleiche Lebensspuren als *Tomaculum problematicum* beschrieben hatte, ließen Rud. & E. Richter (1939b) den von ihnen gewählten (zutreffenderen) Namen als Synonym der älteren Bezeichnung fallen.

Angesichts der bemerkenswerten Tatsache, daß sich *Tomaculum* trotz seiner auffälligen Erscheinung in Böhmen, Westfalen, Süd-Frankreich (Montagne Noire) und in England bisher nur im Ordovicium gefunden hat, neuerdings auch in den Griffelschiefern Thüringens (M. Volk 1941), wurde von Rud. & E. Richter (1939 a—b, 1941) u. a. auch die Frage nach der stratigraphischen Bedeutung der Lebensspur aufgeworfen. Ob *Tomaculum* allgemein leitend für das Ordovicium ist, wird erst durch diesbezügliche Beobachtungen in weiteren (Silur-) Gebieten nachzuprüfen sein. Unabhängig davon kann im Ebbe-Gebirge nach dem vorläufigen Abschluß der dortigen Untersuchungen bereits endgültig zur Frage des Auftretens von *Tomaculum* in den Herscheider Schichten Stellung genommen und die stratigraphische Bedeutung, welche die Kotpillen-Schnur hier auch innerhalb des Ordoviciums besitzt, gewürdigt werden. Im Zusammenhange damit wird zum ersten Male über umfassende Graptolithen-Funde aus den Schiefern der Herscheider Schichten berichtet werden.

B. Das Auftreten von Tomaculum problematicum Groom im Ebbe-Sattel

Die Kotpillen-Schnur *Tomaculum* wurde in drei voneinander getrennten Vorkommen aufgefunden; zunächst, wie erwähnt, im südlichen Ebbe-Aufbruch bei Kiesbert, dann (Sommer 1939) auch im nördlichen Ebbe-Teilsattel bei Elsen (nordöstlich von Herscheid). Beide Vorkommen liegen auf Bl. Herscheid. Ein drittes Vorkommen wurde bei Plettenberg auf Bl. Plettenberg festgestellt.

[3]) „... bei dem Erhaltungszustand des Gesteins" war „in den Schiefern mit Graptolithen, auch wenn sie vorhanden gewesen wären, nicht mehr zu rechnen..." (1937, S. 541/542).

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

I. Die Tomaculum führenden Schiefer des Kiesberter Spezialsattels

Das Auftreten *Tomaculum* führender Schiefer bei Kiesbert ist an einen NO streichenden, allseitig von Störungen begrenzten und von Querverwerfungen zerschnittenen Sattel gebunden, dessen Länge etwa 2 km beträgt (s. Abb. 2). Dieser Aufbruch, eine Spezialaufwölbung im Bereiche des südlichen Ebbe-Teilsattels, setzt an einer zwischen den Gehöften Daum und Vorder Heide hindurch verlaufenden Querstörung an[4]) und verklingt, staffelförmig an Breite ab-

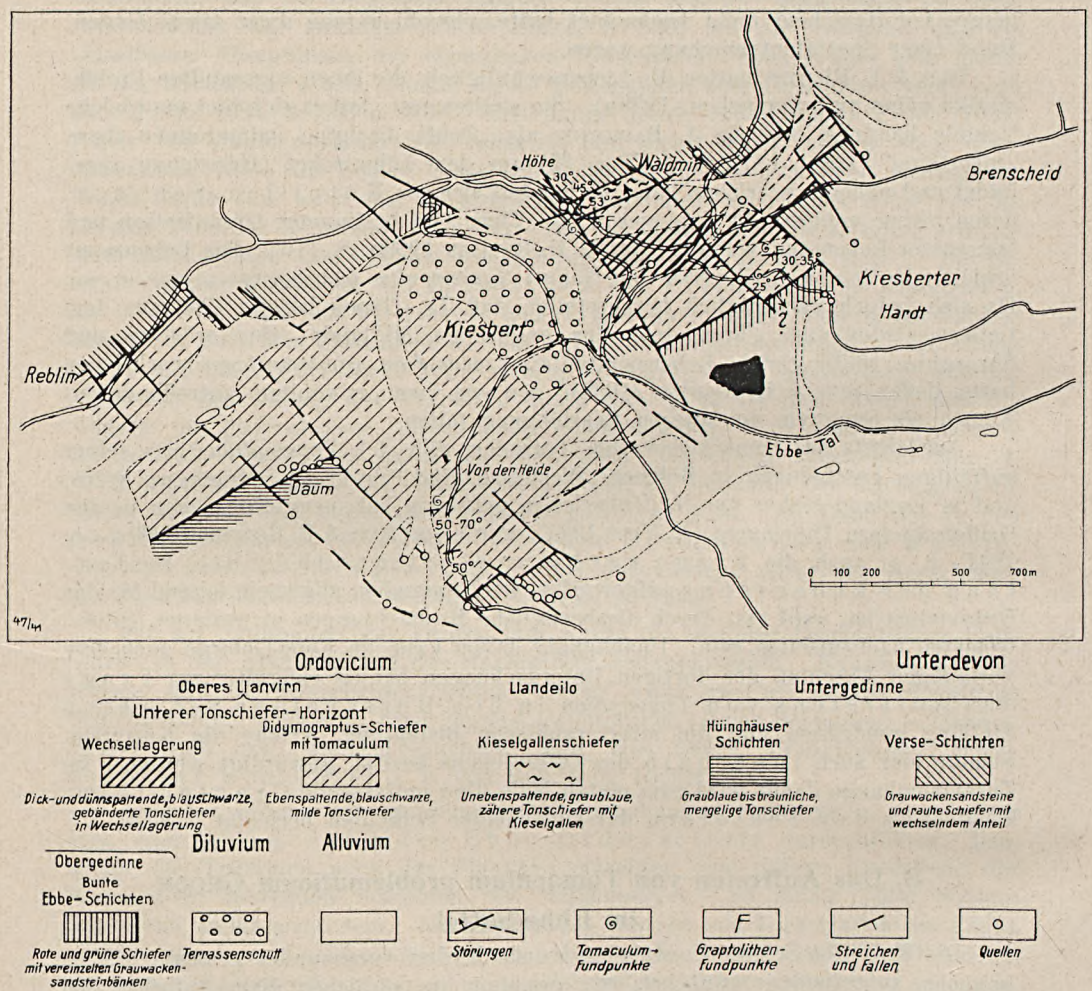


Abb. 2. Geologische Skizze des Kiesberter Spezialsattels i. M. 1 : 25 000.

[4]) Die stark gestörten und intensiv verwitterten blaugrauen und bräunlichen, mergeligen Tonschiefer im Hohlweg südöstlich von Gehöft Daum dürften bereits höheren Teilen der Fuchs'schen Herscheider Schiefer angehören, wenn sich auch Fauna hier bisher noch nicht gefunden hat.

nehmend, im Tälchen 400 m nordöstlich Waldmin. Ob sich die Schiefer mit *Tomaculum* im Tal des Ebbe-Baches nach SW hin bis in dessen versumpftes Quellgebiet fortsetzen, kann wegen der jungen verhüllenden Schuttdecke mit Sicherheit nicht gesagt werden, ist jedoch wahrscheinlich.

Zufolge der milden Beschaffenheit seiner Schichten tritt der Sattel, der als „Kiesberter Spezialsattel" bezeichnet werden soll, im Gelände als Depression in Erscheinung. Die umrahmenden Verseschiefer und -sandsteine und Bunten Ebbe-Schichten sind dagegen zu höheren Bergrücken ausgeformt. Im Gegensatz zu der jüngeren, NO streichenden Umrahmung besitzen die alten Schiefer des Sattelkerns, abgesehen von lokalen Abweichungen, fast ostwestliches Streichen (etwa 80 °).

a) Aufschlüsse an der Nordwest-Flanke des Sattels

α) Die *Tomaculum* führenden Schiefer treten hier am schönsten in dem in neuerer Zeit vom Reichsarbeitsdienst bei der Verbreiterung des Brenscheider Fahrweges südöstlich Haus Höhe (nordöstlich Kiesbert) geschaffenen 150 Schritt langen Anschnitt zutage (s. Abb. 3).

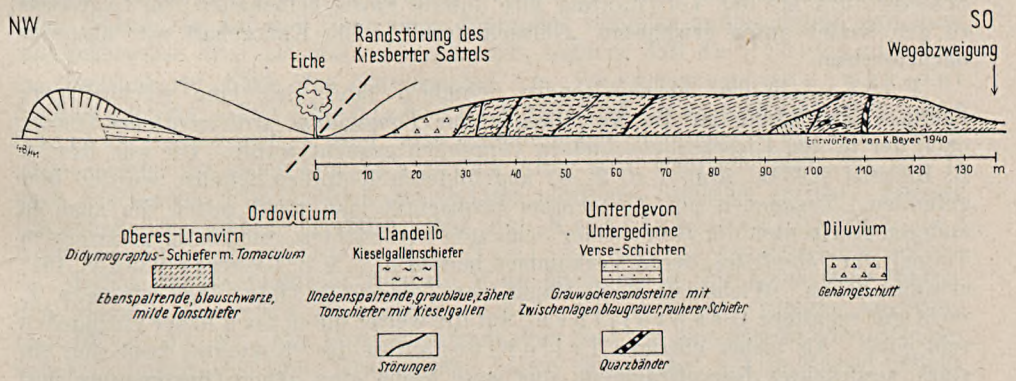


Abb. 3. Die Lagerung des Ordoviciums im Anschnitt des Brenscheider Fahrweges nordöstlich Kiesbert (Bl. Herscheid).

1. Im westlichen Teile des Nordwest-Südost verlaufenden Anschnittes, der etwa 30 m östlich des kleinen Quertälchens (Eiche) beginnt, ist eine Folge von graublauen, Glimmer führenden, festeren Tonschiefern aufgeschlossen, die in einzelnen Lagen größere Kieselgallen enthalten. Beim Anschlagen zerfallen die Schiefer, die zufolge eines höheren Gehaltes an primärem Eisensulfid (z. T. in knolligen Konkretionen) stark eisenschüssig verwittern, zu unregelmäßigen, kantigen Brocken. Blauschwarze, mildere, besser spaltende Tonschiefer bilden dünnere Zwischenlagen. Offenbar handelt es sich hier um Schichten, die den Kieselgallenschiefern des Rahlenberges bei Herscheid entsprechen[5]).

[5]) Ein zweites Vorkommen von Kieselgallenschiefern im südlichen Ebbe-Teilsattel wurde am Gehöft Sonnenhohl (3 km östlich der Verse-Talsperre) aufgefunden. Im Hohlweg sind hier graublaue, bröckelig und stengelig zerfallende, Glimmer führende, zähere Tonschiefer angeschnitten, die einzelne dunkle, lyditähnliche Bänkchen sowie Lagen von Kieselgallen enthalten. Schuppig zerfallende, mildere Schiefer bilden dünne Zwischenlagen. Während sich zahlreiche zerschlagene Knollen als fossilleer erwiesen, konnte in den milderen Schiefern ein (allerdings stark verdrückter) Graptolithen-Rest aufgefunden werden.

Fauna. Die Kieselgallenschiefer erwiesen sich auch hier als recht fossilarm. Als einziger näher bestimmbarer Fossilrest fand sich in einer angeschlagenen Kieselknolle der Abdruck eines 25 cm großen, aus Thorax und Pygidium bestehenden Trilobiten-Restes. Der aus 10 Segmenten bestehende Rumpf, der ebenso groß ist wie das ungegliederte, glatte Schwanzschild, dessen kurze Achse nur schwach hervortritt, weist auf *Illaenus*. Nachdem Rud. & E. Richter (1937) aus den Kieselgallenschiefern der Rahlenberg-Kuppe *Cyclopyge illaenoides* R. & E. Richter beschrieben haben, ist dies die zweite Trilobiten-Gattung und -Art dieses Horizontes[6]).

2. Etwa 60 m südöstlich der Eiche stoßen die Kieselgallenschiefer längs einer bergwärts (Nordwest) fallenden Störung an eine Serie von blauschwarzen Tonschiefern, die sich nicht nur durch ihre milde, reine Beschaffenheit, ihre vortrefflich ausgeprägte dünne, mit der Schichtung zusammenfallende Schieferung, sondern auch durch ihren schuppigen Zerfall recht auffällig von den Kieselgallenschiefern unterscheiden. Die Flächen der überaus feinen Schichtung lassen einen mehr oder weniger dichten Belag mit hellen Glimmerschüppchen erkennen. Fein verteilt in dem sehr gut aufbereiteten Sediment finden sich winzige Pyrit-Würfelchen, die auch u. d. M. als dunkle Flecken überall hervortreten. Bemerkenswert ist, daß die Schiefer auch bei der Verwitterung ihre dunkle Farbe beibehalten (im Gegensatz zu den weiter unten erwähnten „Gelbschiefern"). Ein Kalkgehalt war nirgends nachzuweisen.

Fauna. In den ebenspaltenden Schiefern fand sich eine reichhaltigere Fauna. Sehr häufig ist die Kotpillen-Schnur *Tomaculum problematicum* Groom, nach der in den Kieselgallenschiefern vergeblich gesucht wurde. Die von Rud. & E. Richter (1939a, Abb. 1 u. 2—4) abgebildeten Kotpillen-Schnüre wurden hier gefunden. Zusammen mit *Tomaculum* beobachtet man nicht selten die auch in anderen Horizonten der Herscheider Schichten verbreiteten, reich ästig verzweigten Tunnel von *Chondrites*, deren Vorkommen bereits Rud. & E. Richter (1939a, S. 161) erwähnt haben. Wichtigste Begleitfauna von *Tomaculum* bilden aber seltene, z. T. recht gut erhaltene Graptolithen, auf die weiter unten noch näher einzugehen sein wird. Als bisher einziger Trilobiten-Rest des Horizontes fand sich ein stark verdrücktes Rumpffragment, das wohl kaum eine nähere Bestimmung und demgemäß auch keine stratigraphische Auswertung zulassen wird.

Als ein stratigraphisch recht bedeutungsvoller weiterer Arthropoden-Fund entpuppte sich nach der völligen Freilegung ein bis dahin problematisches elliptisches, schwarz glänzendes, ebenflächiges Gebilde von 25 mm Länge und 10 mm Breite. Es handelt sich um einen relativ gut und vollständig erhaltenen Rest jener dünnen, chitinösen Hautduplikatur (Carapax), die bei den Phyllocariden Kopf, Brust und die ersten Abdominalsegmente umschließt[7]). In ihrer „A Monograph of the British Palaeozoic Phyllopoda" bilden T. R. Jones & H. Woodward (1888—1899) auf Taf. XIV einen mit dem Kiesberter Fund nicht nur in den Umrissen, sondern auch annähernd in den Größenverhältnissen übereinstimmenden Schalenrest als *Caryocaris Wrightii* Salter ab. Mit dem abgebildeten Stück hat der Kiesberter Fund auch den durch das Übereinanderliegen der beiden Klappen doppelt erscheinenden Randsaum gemeinsam. Diesem ersten Phyllocariden-Fund aus dem Silur des Rheinischen Schiefergebirges

[6]) Prof. Rud. Richter hat freundlicherweise die Bearbeitung auch dieses Fragmentes im Rahmen der übrigen in anderen Horizonten der Herscheider Schichten aufgefundenen Trilobitenreste übernommen.

[7]) Die nähere Beschreibung der Phyllocariden-Reste aus den Herscheider Schichten wird Gegenstand eines besonderen Beitrages sein.

kommt stratigraphisch insofern eine besondere Bedeutung zu, als die Gattung *Caryocaris* SALTER bisher nur aus dem Ordovicium bekannt geworden ist, in neuerer Zeit wiederum durch L. STØRMER (1937) aus den Unteren *Didymograptus*-Schiefern (3 b) von Oslo, die dem Skiddaw angehören.

Ergänzt wird die Fauna der *Tomaculum* führenden Schiefer schließlich noch durch einen Rest von *Hyolithes* ? sp. sowie durch einige vorläufig nicht näher zu bestimmende Problematika.

3. Lagerungsverhältnisse. Entsprechend der Lage des Anschnittes an der NW-Flanke des Kiesberter Sattels besitzen die NO bis ONO streichenden Schiefer ein allgemeines nördliches Einfallen (s. Abb. 3). Das allgemeine tektonische Bild ist jedoch durch eine intensivere Spezialtektonik verwischt. Insbesondere werden die Kieselgallenschiefer von mehreren steil NW fallenden Verwerfungen zerschnitten. Innerhalb der einzelnen Schollen beobachtet man eine Schleppung der Schichten und zwar derart, daß jeweils die Schiefer dicht westlich der Störungsbahn aufgebogen, dagegen dicht östlich dieser herabgebogen sind (vgl. Abb. 3). Diese Verhältnisse beobachtet man auch an der Störung bei Meter 60, an der die Kieselgallenschiefer gegen die ebenspaltenden Schiefer absetzen. Die Art der Schleppung spricht dafür, daß die Kieselgallenschiefer nicht nach Südost hin auf die *Tomaculum* führenden Schiefer aufgeschuppt sind, also möglicherweise älter als diese sein könnten, sondern daß die Störungen hier in unmittelbarer Nähe des Sattelrandes im Zusammenhang mit der Schleppung der Schichten bei der Heraushebung des Sattels entstanden sind, also Abscherungen darstellen. Für die Kieselgallenschiefer ist damit ein jüngeres Alter sehr wahrscheinlich, für das ja auch das beiden Schieferserien gemeinsame nördliche Einfallen spricht. Spätere Untersuchungen haben bestätigt, daß die Kieselgallenschiefer das unmittelbar Hangende der Schiefer mit *Tomaculum* bilden.

Östlich der Hauptstörung folgt ab Meter 60 innerhalb der *Tomaculum* führenden Schiefer eine etwa 30 m breite Scholle mit auffallend ruhiger Lagerung (Str. 82°, F. 53° N). Für Fossilaufsammlungen sind die hier anstehenden Schiefer daher besonders geeignet; Graptolithen haben sich bisher nur in dieser Scholle gefunden, und auch *Tomaculum* ist hier besonders häufig. Von Meter 90 ab ist die Lagerung der Schichten wiederum recht unruhig. Neben einigen z. T. verquarzten Störungen, die auch hier nordwestliches Einfallen besitzen, tritt besonders gegen Ende des Anschnittes eine engräumliche Spezialfaltung in Erscheinung. Fossilaufsammlungen dürften hier nur wenig Aussicht auf Erfolg haben.

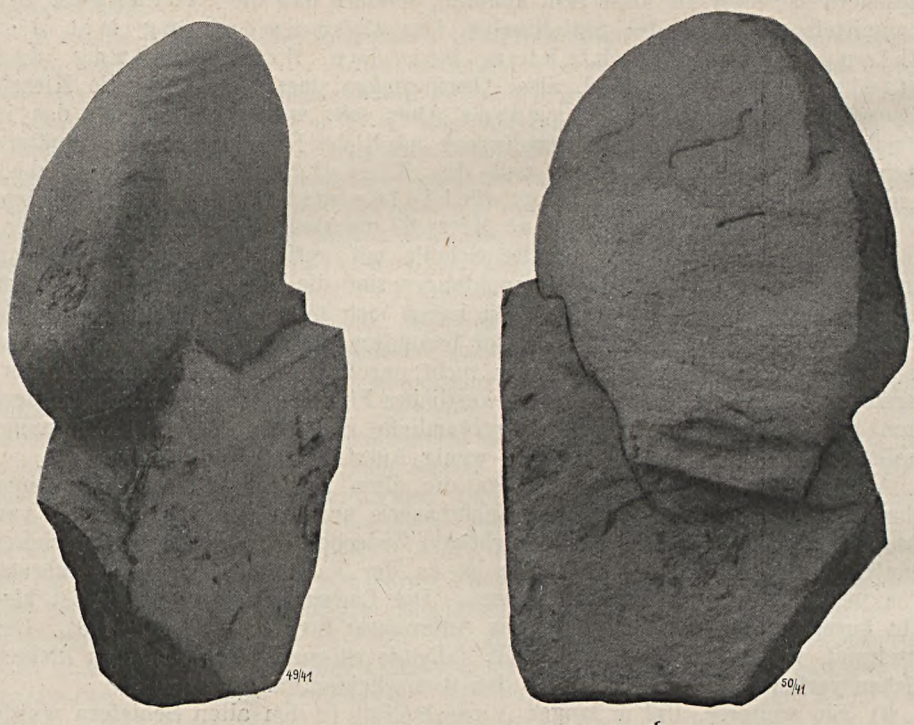
Am NW-Rande des Sattels stoßen die alten Schiefer unter Ausfall einer mehrere hundert Meter mächtigen Schichtenserie unmittelbar an eine Folge von Grauwackensandsteinen mit geringmächtigen Zwischenlagen graublauer, rauherer Schiefer (= Verse-Schichten). Diese ist an der Fahrstraße in einem Anbruch 50 m westlich der Eiche aufgeschlossen. Die Lagerung der Schichten ist hier recht unregelmäßig (am SO-Rande des Anbruches: Str. 135°, E. 30° NO). Der Sattelrand, vermutlich eine steiler NW fallende Störung, dürfte in dem kleinen Tälchen verlaufen, das an der Eiche den Brenscheider Fahrweg quert.

β) Ein weiterer, 190 m langer Anschnitt in den alten Schiefern wurde unterhalb des vorstehend beschriebenen Anschnittes bei der Anlage der neuen Landstraße Herscheid—Himmelmert (Öster-Talsperre) geschaffen. Kieselgallenschiefer fehlen hier. Etwa 300 m nordwestlich der großen Straßenkurve vor Kiesbert stoßen die *Tomaculum* führenden Schiefer unmittelbar an Grauwacken führende Schichten. Am besten sind die ebenspaltenden Tonschiefer

in dem kleinen Anbruch zwischen den Telegraphenmasten 28 und 29 aufgeschlossen. Entsprechend der Lage des Aufschlusses im Störungsgebiet einer Querverwerfung sind hier die Tonschiefer besonders stark verquetscht und von zahlreichen Quarzbändern durchzogen. *Tomaculum* ließ sich bis etwa 15 m südöstlich des Telegraphenmastes 30, d. h. also bis etwa 175 m nordwestlich der Straßenkurve und damit insgesamt auf eine Länge von etwa 125 Metern nachweisen. Am häufigsten fand sich die Kotpillen-Schnur 10 m westlich des vorerwähnten Telegraphenmastes.

Straßenabwärts schalten sich, und zwar in immer stärkerem Maße, graublaue, dickspaltende, etwas festere, z. T. aber auch mergelige Tonschiefer ein („Wechsellagerung"), die sich durch eine hellbraune, rhythmische Bänderung auszeichnen.

Im Handstück lassen sich deutlich zwei verschiedene Rhythmen erkennen. Breitere Bänder durchziehen das Gestein in Abständen wechselnder Größe, die nach Zentimetern gemessen werden kann. Zwischen den breiteren Bändern tritt — oft nur ganz schwach hervortretend — eine sehr feine, dichte Bänderung in Erscheinung. Hervorgerufen wird die Bänderung durch eine sekundäre Entfärbung des Gesteins längs der Schichtflächen, die je nach der Stärke des Glimmerbelages eine mehr oder weniger intensive Wasserzirkulation ermöglichten. Die Entfärbung bleibt dabei nicht nur auf die Schichtflächen beschränkt, sondern greift in kleinen Zäpfchen oder auch wolkig in das Nachbargestein ein.



a *b*

Abb. 4. Absonderung in den rhythmisch gebänderten, dickspaltenden Tonschiefern der Wechsellagerung. — Natürliche Größe. a Vorder-, b Seitenansicht. Fundpunkt: Telegraphenmast 31 an der Herscheider Landstraße nördlich Kiesbert (Bl. Herscheid).
Phot. R. Pütz.

Bemerkenswert sind einzelne festere, lyditische Bänke, die von zahlreichen feinen Klüftchen durchzogen werden, die mit Glimmer verschiedener Generationen bedeckt sind. Wie die Kieselgallenschiefer, so zerfallen auch die Bänderschiefer der Wechsellagerung bröckelig. Kieselgallen wurden jedoch nirgends beobachtet; dagegen fanden sich in der Nähe des Telegraphenmastes 31 merkwürdige flach-elliptische bis kinderfaustgroße Gebilde (s. Abb. 4), die an einer allseitig scharf ausgeprägten Absonderungsfläche, die von einem hauchdünnen, rötlichbraunen oxydischen Anflug überzogen ist, gegen das Gestein absetzen.

Beim ersten Anblick könnte man diese Gebilde für Gerölle halten. Die nähere Untersuchung ergab jedoch, daß es sich hier weder um Gerölle noch um irgendwelche mineralische Konkretionen handelt. Die Gebilde bestehen aus völlig gleichem Tonschiefermaterial wie das Nachbargestein; daß sie aber auch nicht durch Abrollung zufolge einer Wasserbewegung am Meeresboden entstanden sind (etwa analog den Tongallen auf dem Lande durch Wind) und sich demnach an sekundärer Lagerstätte befinden, beweist die Tatsache, daß sich die Schichtung bzw. Bänderung unabhängig von der Absonderungsfläche in die Gebilde hinein fortsetzt. Demnach sind diese lediglich als Absonderungen innerhalb des Tonschiefersedimentes zu deuten, deren Entstehung noch unbekannt ist. Gleich orientierte Dünnschliffe aus der Absonderung und dem Nachbargestein ergaben, daß auch ein Unterschied in der Ausbildung der Transversalschieferung nicht vorhanden ist. Demnach haben sich die Absonderungen erst nach der Schieferung des Gesteins, d. h. also nach der Faltung der Tonschiefer gebildet.

Die Bänderschiefer lassen sich östlich des Telegraphenmastes 31 noch auf eine Länge von 37 Metern verfolgen, jedoch sind die Aufschlußverhältnisse hier so schlecht, daß sich genauere Feststellungen hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse nicht machen lassen. Aus der Tatsache, daß wir uns hier im Kern des Kiesberter Sattels befinden — die ostnordöstlich streichende Sattelachse dürfte etwa durch Pkt. 444 verlaufen und damit dem Taleinschnitt (Quelle) folgen — läßt sich aber mit großer Wahrscheinlichkeit folgern, daß die Schichten der Wechsellagerung die Unterlage der Schiefer mit *Tomaculum* bilden. Vermutlich setzen sich die Bänderschiefer bis südlich Waldmin fort. Ob sie dagegen auch südlich des Ebbe-Baches im Sattelkern vorhanden sind, läßt sich zufolge mangelnder Aufschlüsse nicht sagen.

b) Aufschlüsse an der Südost-Flanke des Sattels

Jenseits des Sattelkerns folgen wiederum *Tomaculum* führende Schiefer, die hier mehrfach gut aufgeschlossen sind. Abgesehen von örtlichen Störungen besitzen die Schiefer durchweg südliches Einfallen. Den besten Aufschluß bietet auch hier der (auf Bl. Herscheid noch nicht eingetragene) Brenscheider Fahrweg am West-Abhang der Kiesberter Hardt. *Tomaculum* kann in dem kleinen Anbruch nördlich der scharfen Hohlwegbiegung gesammelt werden (etwa auf der 460 m-Isohypse). Hier fanden sich auch einige Graptolithen-Reste. Das Streichen wurde hier, ebenso wie an der NW-Flanke des Sattels, mit 82°, das Einfallen mit 39° gemessen. Straßenaufwärts grenzen die alten Schiefer unweit des Anbruches an Verse-Schichten mit Grauwackensandsteinbänken, die in einem Steinbruch sehr gut aufgeschlossen sind[8]).

[8]) Die Anlage des Brenscheider Fahrweges hat somit ergeben, daß hier die Unterkante der „Grauwacken führenden Zone" weiter hangabwärts liegt, als A. Fuchs auf der geologischen Spezialkarte (Bl. Herscheid) angegeben hat. Sie fällt hier etwa mit dem alten Fahrweg nach Brenscheid, also annähernd mit der 430-m-Isohypse zusammen.

Oberhalb des Fahrweges sind die ebenspaltenden Schiefer in dem zur Kiesberter Hardt führenden Hohlwege angeschnitten. Nahe der scharfen Biegung zeigen die Schiefer ein Einfallen von 20°; das Streichen wurde mit 72° gemessen. Am Ostausgang des Hohlweges stoßen die alten Schiefer unmittelbar an Bunte Ebbe-Schichten, die hier auf Ordovicium abgeschert sein dürften.

Südlich des Ebbe-Baches, am Westende des Spezialsattels, sind die Schiefer mit *Tomaculum* am besten in dem alten Anbruch südlich Gehöft Vor der Heide aufgeschlossen. Auch hier wurde das Streichen mit 82° ermittelt; das Einfallen schwankt zwischen 50 und 70°. In der Nähe des Anbruches treten die Schiefer fernerhin verschiedentlich in Weganschnitten zutage. Überall ist südliches Einfallen zu beobachten.

c) Stratigraphische Ergebnisse

Zusammenfassend lassen somit die Aufschlüsse im Kiesberter Spezialsattel vom Liegenden zum Hangenden nachstehende Aufeinanderfolge der Schichten erkennen:

1. graublaue, dickspaltende, festere, hell gebänderte Tonschiefer mit dünnspaltenden, dunklen, milderen Tonschiefern wechsellagernd (Wechsellagerung);
2. blauschwarze, dünn- und ebenspaltende, milde Tonschiefer mit *Tomaculum*, Graptolithen sowie Phyllocariden- und Trilobiten-Resten;
3. graublaue, unebenspaltende, zähere, fossilarme *(Illaenus* sp.) Tonschiefer mit Kieselgallen.

Eine noch jüngere Schichtenserie als die Kieselgallenschiefer bilden, wie hier ergänzend mitgeteilt sei,

4. die blauschwarzen, milden, vorwiegend ebenspaltenden Tonschiefer, die im Orte Herscheid sowie in den Hohlwegen am Südfuße des Rahlenberges gut aufgeschlossen sind, jedoch im Kiesberter Sattel nicht mehr heraustreten. In dieser milden Schieferserie wurde *Tomaculum* bisher noch nicht beobachtet. Zum Unterschied von den älteren, milden Tonschiefern mit *Tomaculum*, für die ich den Namen „Unterer Tonschiefer-Horizont" vorschlagen möchte (s. S. 219), sollen die milden Tonschiefer von Herscheid als „Oberer Tonschiefer-Horizont" bezeichnet werden.

II. Die Tomaculum führenden Schiefer von Elsen

Schiefer mit Kotpillen-Schnüren treten in der Ortschaft Elsen (westlich Hüinghausen) an mehreren Stellen in Wegeinschnitten zutage, am schönsten am Westrande des Dorfes am Herscheider Fahrweg (s. Abb. 5). An der Abzweigung der Straße herrschen eisenschüssig verwitternde, bröckelige, festere Tonschiefer vor, die einzelne Lagen dunkler, schuppig zerfallender Schiefer enthalten, in denen *Tomaculum* nicht selten ist. Offenbar handelt es sich hier um ein tieferes Niveau der *Tomaculum* führenden Schieferserie (Übergang zu den Schichten der Wechsellagerung). Straßenaufwärts treten die Bröckelschiefer zurück und ebenspaltende, milde Tonschiefer herrschen vor. Auf der nördlichen Straßenseite, dort, wo der Weg von S her einmündet, fand sich *Tomaculum* besonders häufig. Etwa 60—70 m westlich dieser Wegeinmündung stoßen die Schiefer mit Kotpillen längs einer Querstörung an bröckelige,

glimmerige, schwach sandige Tonschiefer, die einzelne Pakete blauschwarzer, z. T. gelblichbraun verwitterter, ebenspaltender, milder Tonschiefer enthalten. Da *Tomaculum* bisher nirgends beobachtet wurde, dürften diese Schiefer, die in dem stark verwachsenen Wasserriß längs der Straße an einzelnen Stellen heraustreten, dem Oberen Tonschiefer-Horizont angehören.

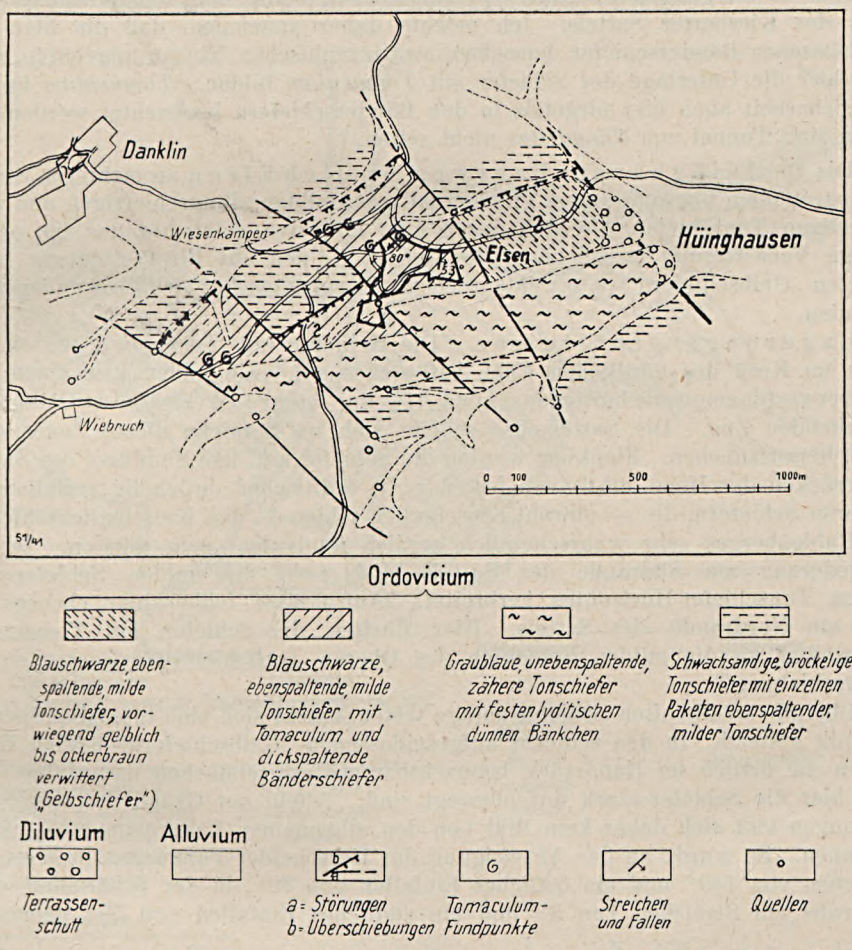


Abb. 5. Geologische Skizze der Umgegend von Elsen (Bl. Herscheid) i. M. 1 : 25 000.

Weiter nach Wiebruch zu treten in der Senke nordwestlich Pkt. 405,6 nahe dem alten, heute gänzlich verwachsenen Anbruch wiederum ebenspaltende, milde Tonschiefer heraus, in denen sich neben Graptolithen-Spuren an mehreren Stellen *Tomaculum* fand. Etwas festere, glimmerreiche Tonschiefer bilden dünnere Zwischenlagen. Allem Anschein nach ist hier ein höheres Niveau der *Tomaculum* führenden Schiefer (Übergangsschichten zu den Kieselgallenschiefern) angeschnitten.

Nordwestlich Elsen lassen sich die ebenspaltenden Schiefer mit *Tomaculum* bis zum Gehöft Wiesenkämpen verfolgen. Sie treten hier mehrfach am

Dankliner Fahrweg heraus. Im Anschnitt unmittelbar am Gehöft fand sich *Tomaculum* besonders häufig und in guter Erhaltung.

In Elsen war z. Z. der Begehung 1939 auf dem Schürmann'schen Grundstück nahe dem östlichen Dorfrande eine kleinere, etwa 2 m tiefe Baugrube ausgehoben. Die hier angetroffenen dickspaltenden, hell gebänderten Tonschiefer ähneln mit ihrem z. T. mergeligen Charakter petrographisch völlig den Bänderschiefern im Kern des Kiesberter Sattels. Ich möchte daher annehmen, daß die hier aufgeschlossenen Bänderschiefer demselben stratigraphischen Niveau angehören, d. h. auch hier die Unterlage der Schiefer mit *Tomaculum* bilden. *Tomaculum* konnte mit Sicherheit auch hier nirgends in den Bänderschiefern beobachtet werden, dagegen sind Tunnel von *Chondrites* nicht selten.

Die am Hüinghäuser Fahrweg östlich Elsen an mehreren Stellen heraustretenden blauschwarzen, glimmerhaltigen, milden, dünnschiefrigen und z. T. mergeligen Tonschiefer, die sich durch eine intensive gelblichbraune bis ockerfarbige Verwitterung auszeichnen, könnten u. U. den auf Bl. Plettenberg beobachteten „Gelbschiefern" (s. u.) entsprechen. *Tomaculum* hat sich bisher hier nicht gefunden.

Lagerungsverhältnisse. Die Schiefer mit *Tomaculum* treten bei Elsen im Kern des nördlichen Ebbe-Aufbruches auf. Sie bilden hier einen von Querverwerfungen zerschnittenen, etwa 1½ km langen Westsüdwest-Ostnordost streichenden Zug. Die Sattelachse scheint sich im Bereiche dieses Zuges nach Osten herauszuheben. Flankiert werden die Schiefer auf dem Südflügel des Sattels (Bergrücken der Höhe 505,6) von festen, z. T. lyditischen, bröckelig zerfallenden, rauheren Schiefern, die — obwohl Kieselgallen fehlen — den Kieselgallenschiefern des Rahlenberges sehr wahrscheinlich zeitlich äquivalent sein dürften. In der Talniederung am Südrande des Sattels sind wohl die milden Schiefer des Oberen Tonschiefer-Horizontes verbreitet. Aufschlüsse fehlen hier ebenso wie auch am Nordrande des Sattels. Hier dürften die Schiefer mit *Tomaculum* unmittelbar an die milden Schichten des Oberen Tonschiefer-Horizontes stoßen (Überschiebung?).

Überall, wo die alten Schiefer zutage treten, macht sich eine intensive Spezialtektonik geltend. In den schlecht aufgeschlossenen „Gelbschiefern" östlich Elsen weisen die örtlich im Handstück beobachtbaren Harnischflächen darauf hin, daß auch hier die Schiefer stark durchbewegt sind. Allein auf Grund der möglichen Messungen läßt sich daher kein Bild von den allgemeinen Lagerungsverhältnissen gewinnen. So wurde an der Abzweigung des Herscheider Fahrweges in Elsen ein Streichen von 140° und ein östliches Einfallen von 80°, in der Schürmann'schen Baugrube ein Streichen von 8° und ein südliches Einfallen von 55° gemessen.

III. Die Tomaculum führenden Schiefer auf Bl. Plettenberg

Mit der Auffindung *Tomaculum* führender Schichten an verschiedenen Stellen am Ostende des Ebbe-Sattels bei Plettenberg konnte zum ersten Male der Nachweis von Ordovicium auf Bl. Plettenberg erbracht werden.

Westlich Plettenberg sind *Tomaculum* führende Schiefer in einem tief eingeschnittenen Hohlweg nordwestlich Marl am Südhange des Schellhagen aufgeschlossen (vgl. Abb. 6).

1. Am Eingange des Hohlweges stehen milde, ebenspaltende, z. T. etwas mergelige Tonschiefer an, die, wie am Herscheider Fahrweg in Elsen, einzelne

Pakete von festeren, dickspaltenden Schiefern mit bröckeliger Verwitterung enthalten, offenbar also tiefere Schichten der *Tomaculum* führenden Serie. Die Schiefer zeigen fast durchweg eine intensiv gelblichbraune, durch Brauneisen hervorgerufene Farbe, die auf das Vorhandensein von fein imprägnierten, eisenhaltigen Mineralien, insbesondere Eisenkarbonaten, schließen läßt. Diese „Gelbschiefer" lassen sich etwa 110 m hohlwegaufwärts verfolgen.

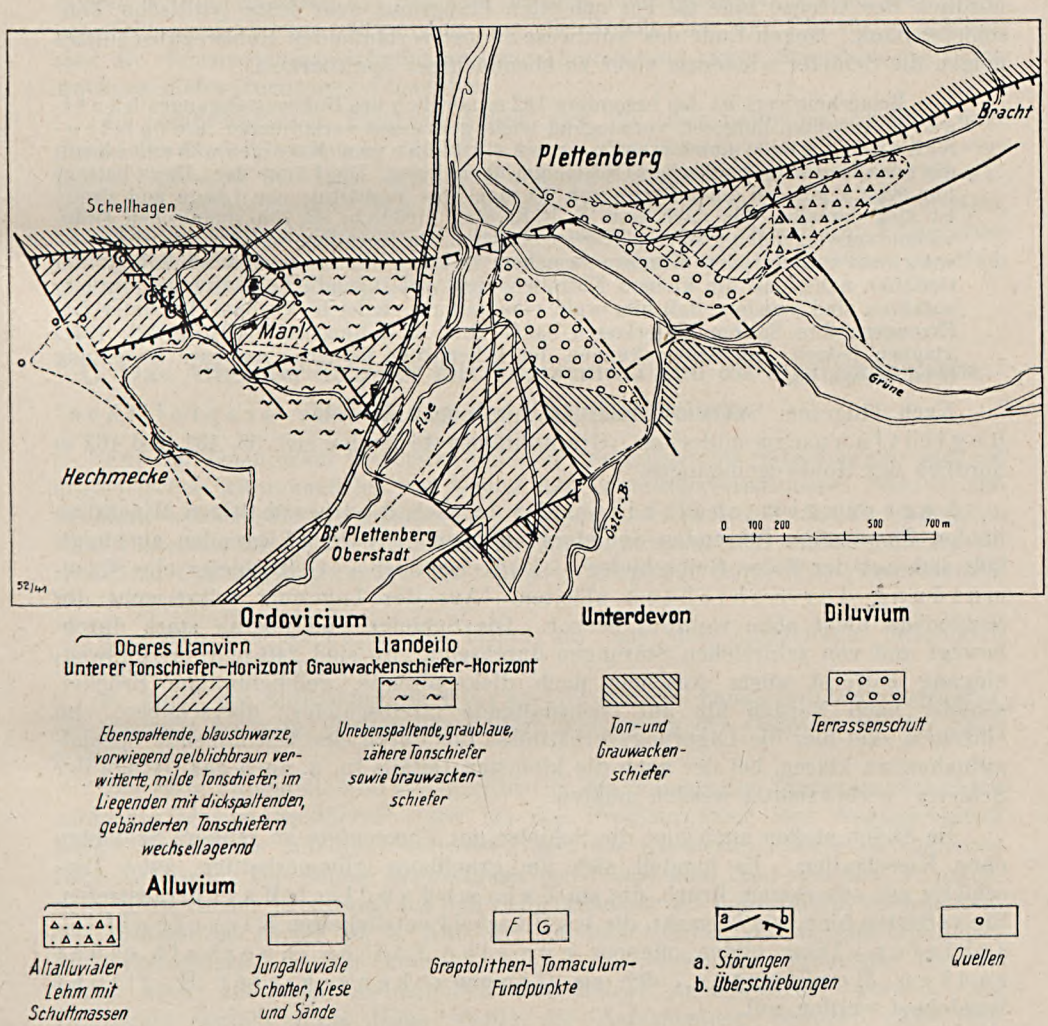


Abb. 6. Geologische Skizze des Sattelkernes (Ebbe-Sattel) bei Plettenberg (Sauerland) i. M. 1 : 25 000.

2. Anschließend an die „Gelbschiefer" sind in einer Breite von etwa 50 Metern ebenspaltende, milde Tonschiefer aufgeschlossen, die bei der Verwitterung vorwiegend ihre dunkle Farbe beibehalten. Sie gleichen damit petrographisch völlig den *Tomaculum* führenden Schiefern, die im Kies-

berter Spezialsattel im Anschnitt des Brenscheider Fahrweges südöstlich Haus Höhe heraustreten.

3. Jenseits einer steil N fallenden, nahezu Ost-West (86°) streichenden Abscherung folgen 165 m nördlich des Hohlwegeinganges wiederum dickere, vorwiegend gelblichbraun verwitternde Schiefer, die denen am Hohlwegeingange gleichen und auch wie diese bröckelig zerfallen. Als Einlagerung findet sich 11 m nördlich der Grenze eine 20 cm mächtige blaugraue, sehr feste lyditische Tonschiefer-Bank. Gegen Ende des Nordwest-Südost verlaufenden Hohlwegabschnittes neigen die Schiefer wiederum mehr zu ebenflächiger Spaltbarkeit.

Bemerkenswert ist das besonders 162 m nördlich des Hohlwegeinganges häufigere Auftreten längerer, vorwiegend leicht gekrümmt verlaufender Kotpillen-Schnüre, die durchweg nur aus kleineren Körnern bestehen, die nach Groom im englischen Ordivicium überwiegen. Die Länge der „Eier" beträgt nur etwa 1 mm bei einer Breite von 0,4 mm. Das Verhältnis von Länge und Breite ist also dasselbe, das nach Rud. & E. Richter (1939a,b) die im rheinischen Ordovicium vorwiegenden größeren Körner besitzen. Da Kotpillen-Schnüre, die durchweg aus mittelgroßen Körnern bestehen, bisher nicht beobachtet sind, liegt der Gedanke nahe, daß die kleinen Kotpillen nicht auf jugendliche Individuen zurückzuführen sind, sondern daß hier wohl eine andere, vielleicht kleinere Art unter den Erzeugern ihre Spuren hinterlassen hat.[9]) Rud. & E. Richter (1939b, S. 283; 1941) glauben jedoch, daß Schwankungen der Pillengröße keinerlei nutzbare Bedeutung beizumessen ist.

Nach längerem Suchen gelang es mir, auch hier eine Graptolithen-Begleitfauna zu entdecken. Graptolithenreste fanden sich 55, 131 und 162 m nördlich des Hohlwegeinganges.

Lagerungsverhältnisse. Da der Gehalt an eisenhaltigen Mineralien in den *Tomaculum* führenden Schiefern offenbar nach dem Liegenden zu steigt, läßt sich aus der Folge Gelbschiefer — Dunkelschiefer — Gelbschiefer eine Einmuldung der Schichten ableiten. Aus der Lagerung selbst geht der Muldenbau nicht ohne weiteres hervor. Die Schiefer sind überall stark durchbewegt und von zahlreichen Störungen durchsetzt. So sind 240 m vom Hohlwegeingang entfernt allem Anschein nach dickspaltende, gelblichbraune Bröckelschiefer nach Norden hin auf ebenspaltende „Gelbschiefer" überschoben. Im einzelnen sind hier die Lagerungsverhältnisse nur durch eine zeitraubende Spezialaufnahme zu klären, bei der auch die kleinsten Details (u. a. auch das Gefüge der Schiefer) berücksichtig werden müßten.

Im Süden stoßen auch hier die Schiefer mit *Tomaculum* an rauhere Schichten ohne Kieselgallen. Es handelt sich um graublaue, glimmerhaltige, zähe Tonschiefer mit scherbigem Bruch, die am Fahrweg südlich Marl heraustreten. Sie vertreten hier, wie bemerkt, die bei Herscheid entwickelten Kieselgallenschiefer. Diese bilden offenbar nur eine Fazies innerhalb eines rauhen Horizontes, der als Grauwackenschiefer-Horizont bezeichnet werden soll.

Im Norden, am Sattelrand, sind die *Tomaculum* führenden Schiefer dort, wo der Hohlweg scharf nach Westen umbiegt (Quelle), längs einer fast Ost-West streichenden Störung (Überschiebung?) gegen Grauwackenschiefer des Oberkoblenz (*cultrijugatus*-Schichten) verworfen. Die Randstörung verläuft hier demnach

[9]) Kotpillen-Schnüre aus kleineren Körnern finden sich zwar auch in den *Tomaculum* führenden Schiefern des Kiesberter Spezialsattels, hier jedoch nur recht selten (vgl. Rud. & E. Richter 1939b, S. 279).

etwas südlicher, als auf der geologischen Spezialkarte (Bl. Plettenberg) eingetragen ist.

Unweit Marl fanden sich einige noch näher zu bestimmende Graptolithenreste in den blauschwarzen, ebenspaltenden, milden, gelblichbraun verwitternden Tonschiefern, die im Straßenanschnitt südsüdwestlich der Eisenbahnbrücke nordöstlich von Bhf. Plettenberg-Oberstadt (vgl. Abb. 6) heraustreten. Da *Tomaculum* nicht gefunden wurde, scheinen die Schiefer offenbar einem tieferen Niveau der „Gelbschiefer" anzugehören. Etwa dort, wo die Straße von der Eisenbahn abbiegt, sind die ebenspaltenden Schiefer an einer Querstörung gegen Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes verworfen.

In ostnordöstlicher Richtung lassen sich die ebenspaltenden Schiefer quer durch die Stadt Plettenberg hindurch bis an das Ostende des Ebbe-Sattels verfolgen (vgl. Abb. 6). Hier sind sie in dem zur Bracht führenden Hohlweg gut aufgeschlossen. Wie im mittleren Hohlwegabschnitt nordwestlich Marl, so stehen auch hier Tonschiefer an, die vorwiegend dunkel verwittern. *Tomaculum* findet sich häufiger nahe dem Ostausgange des Hohlweges, etwa 100 m westlich des kleinen Tälchens (Wellblech-Garage).

C. Das Alter der Schiefer mit Tomaculum und die stratigraphische Bedeutung der Kotpillen-Schnur

Für die *Tomaculum* führenden Schiefer des Kiesberter Sattels ergab sich ein ordovicisches Alter zunächst auf Grund der Lagerungsverhältnisse. Wie S. 205 erwähnt, werden die ebenspaltenden Schiefer des Kiesberter Sattels südöstlich Haus Höhe von Kieselgallenschiefern überlagert, in denen sich am Rahlenberge bei Herscheid *Cyclopyge* gefunden hat. Biostratigraphisch fand diese Altersdeutung ihre Bestätigung

1. durch den Nachweis der bisher nur aus dem Ordovicium bekannten Phyllocariden-Gattung *Caryocaris* Salter,

2. durch die Auffindung einer Graptolithen-Fauna mit *Didymograptus*, die nunmehr auch die erwünschte weitere Gliederung des Ordoviciums der Ebbe erlaubte.

Die erste Fundstelle von Graptolithen in den *Tomaculum* führenden Schichten entdeckte ich im Spätherbst 1938 bei der Profilaufnahme des Weganschnittes östlich Haus Höhe auf dem Nordwest-Flügel des Kiesberter Sattels im südlichen Ebbe-Aufbruch. Die seltene Begleitfauna von *Tomaculum* fand sich in z. T. prächtiger, körperlicher Erhaltung auf den Schichtflächen der ungestörten, ebenspaltenden Schiefer bei Meter 80 (s. Abb. 3) und zwar vorwiegend in gut erhaltenen Einzelexemplaren. Später konnten, wie S. 207 erwähnt, vereinzelte Graptolithen auch auf dem südöstlichen Sattelflügel nachgewiesen werden. Am Fundpunkt östlich Haus Höhe wurde die Aufsammlung Sommer 1939 fortgesetzt[10]), so daß nunmehr ein umfassenderes Graptolithenmaterial vorliegt. Wichtigster Bestandteil dieser Fauna[11]), die nach vorläufiger Bestimmung u. a. Vertreter der Gattungen *Climacograptus* (*Cl. scharenbergi* Lapw.), *Orthograptus* und *Amplexograptus* enthält, sind Didymograpten, die damit erstmalig aus

[10]) Ich durfte mich dabei der tätigen Mithilfe von Herrn H. Paul, Berlin erfreuen, dem auch an dieser Stelle dafür gedankt sei.

[11]) Die nähere Beschreibung ist in Vorbereitung.

dem Rheinischen Schiefergebirge bekannt geworden sind. Die Gattung ist mit mehreren Arten vertreten, unter denen sich als häufigste *Didymograptus murchisoni* Beck var. *geminus* His. findet. *Didymograptus geminus* His. ist sowohl in England, wo er in der Graptolithen-Zone 7 (Elles & Wood 1901—1918) auftritt, als auch im Norden — in den Oberen *Didymograptus*-Schiefern von Schonen und in 4 a α des Oslo-Gebietes (vgl. A. Monsen 1937, Übersicht auf S. 259) — und in Böhmen (d γ l) im Oberen Llanvirn (tiefstes Llandeilo anderer Bezeichnung) verbreitet. Das Alter der *Tomaculum* führenden Schiefer des Kiesberter Sattels ist damit eindeutig bestimmt.

Da in den *Tomaculum* führenden Schiefern von Elsen Graptolithen bisher noch nicht gefunden worden sind, war hier eine unmittelbare Altersbestimmung der Schiefer auf biostratigraphischer Grundlage nicht möglich. Die Tatsache aber, daß die Kotpillen-Schiefer hier ebenso wie im Kiesberter Sattel von Bänderschiefern der Wechsellagerung unterlagert werden, die sich an beiden Orten petrographisch völlig gleichen, spricht dafür, daß die *Tomaculum* führenden Schiefer von Elsen mit denen des Kiesberter Sattels altersgleich sind, ganz abgesehen davon, daß diese selbst petrographisch völlig mit den Kotpillen-Schiefern bei Kiesbert übereinstimmen und auch bei Elsen nach dem (südlichen) Sattelrande zu Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes folgen (s. S. 210).

Bei Plettenberg haben die *Tomaculum* führenden Schiefer zwar an mehreren Stellen Graptolithen geliefert (s. ob.), jedoch sind diese zu stark verquetscht und zu wenig kennzeichnend (insbesondere fehlt *Didymograptus*), als daß sie eine stratigraphische Auswertung erlaubten. Jedoch lassen auch hier Gesteinsausbildung und Lagerungsverhältnisse kaum einen Zweifel, daß die Kotpillen-Schnüre in demselben Horizont wie bei Kiesbert und Elsen verbreitet sind.

Sämtliche Vorkommen *Tomaculum* führender Schiefer im Ebbe-Sattel sind somit gleichaltrig. Zumindest für das Sauerland ist damit der Wert von *Tomaculum* als Leitfossil für das Obere Llanvirn (bzw. tiefstes Llandeilo) gesichert, das somit im Sauerland durch den Unteren Tonschiefer-Horizont vertreten ist. Sollte entgegen den bisherigen Erfahrungen *Tomaculum* tatsächlich einmal in einem anderen Horizonte des sauerländischen Ordoviciums aufgefunden werden, so bliebe auf jeden Fall noch immer das massenhafte Vorkommen der Kotpillen-Schnur für die Unteren Tonschiefer beweisend.

Die stratigraphische Bedeutung der Kotpillen-Schnur ist umso höher zu bewerten, da einerseits Graptolithen ja nur recht selten sind — die Suche hat eigentlich nur dort Aussicht auf Erfolg, wo Schichtung und Schieferung ganz oder wenigstens annähernd zusammenfallen —, andererseits aber gerade *Tomaculum* Merkmale besitzt, die recht widerstandsfähig sind und selbst bei starker Verdrückung erhalten bleiben. Hinzu kommt, daß *Tomaculum* ein recht auffälliges Fossil ist und sich an den Fundpunkten meist sehr häufig findet. Die Kotpillen-Schnur hat denn auch im Gelände die Auffindung des Unteren Tonschiefer-Horizontes sehr erleichtert.

In der zeitlichen Begrenzung des Auftretens von *Tomaculum* auf eine einzige Stufe des Ordoviciums zeigt das Sauerland Übereinstimmung mit England. Hier findet sich die von Th. Groom (1902) entdeckte Kotpillen-Schnur nur im Tremadoc und zwar, wie aus der Faunenliste der Shineton Shales von Shropshire und Herefordshire bei C. J. Stubblefield & O. M. B. Bulman (1927, S. 118) hervor-

geht, in der *Dictyonema flabelliforme*-Zone, in den Transition Beds, in der *Clonograptus tenellus*-Zone und in der *Shumardia pusilla*-Zone.

Im Gegensatz zu England und dem Rheinischen Schiefergebirge ist *Tomaculum* in Böhmen sowohl aus dem älteren als auch aus dem jüngeren Ordovicium bekannt geworden. J. Barrande (1872, Taf. 18 und 35) erwähnt seine „Oeufs d'origine indéterminée (bzw. „incertaine") aus D d_1 (Fundpunkt Wosek), D d_3 und D d_5 (Fundpunkt Leiskow). In neuerer Zeit konnte, wie wir durch Rud. & E. Richter (1939a) erfahren, Herr Ernst A. Schmidt die Kotpillen in einem von ihm bei Hloubětin (Ost-Nordost Prag) entdeckten, dem oberen d_ε (Caradoc) angehörenden Ton wiederfinden (Rud. & E. Richter 1939, Abb. 5—7).

Auch in Süd-Frankreich ist das Auftreten der Kotpillen-Schnur auf das Ordovicium beschränkt. Wie wir durch Rud. & E. Richter (Anmerk. S. 64, 1941) erfahren, ist der von M. Thoral (1935) auf S. 321 erwähnte und auf Taf. 35 (Fig. 4—5) abgebildete *„Coprolithes(?)"* aus der Montagne Noire mit *Tomaculum* ident. Innerhalb des Ordoviciums ist, wie in Böhmen, die vertikale Verbreitung der Lebensspur recht erheblich (Oberes Tremadoc, Unteres Arenig, Llandeilo); ihre örtliche Verwertbarkeit als Leitfossil ist daher auch hier nur sehr beschränkt.

Ebenfalls aus dem Ordovicium stammen schließlich Funde von *Tomaculum* in Thüringen, über die neuerdings M. Volk (1941) berichtet. Wie in England und Westfalen (Sauerland), so scheint die Kotpillen-Schnur nach den bisherigen Beobachtungen auch hier horizontbeständig und daher für die Lokalstratigraphie des Ordoviciums verwendbar zu sein. M. Volk beobachtete *Tomaculum* im Griffelschiefer von Steinach. Das Vorkommen gerade in diesem Horizont ist umso beachtenswerter, als dieser in seinem oberen Teile sehr wahrscheinlich den Unteren Tonschiefern des Sauerlandes entspricht, also jenen Schichten, in denen die Kotpillen-Schnur nach vorläufiger Erfahrung allein verbreitet ist.

Zusammenfassend läßt sich über das Auftreten von Tomaculum folgendes feststellen:

Nach den bisherigen Beobachtungen, die sich regional schon über weite Gebiete erstrecken, ist das Auftreten von *Tomaculum* auf das Ordovicium beschränkt. Solange daher die Kotpillen-Schnur in anderen Formationen nicht nachgewiesen ist, kann sie mit Rud. & E. Richter (1939 a, b; 1941) als beweisend für Ordovicium angesehen werden. Darüber hinaus besitzt aber *Tomaculum* in England, im Rheinischen Schiefergebirge (Sauerland) und in Thüringen stratigraphische Bedeutung auch innerhalb des Ordoviciums; die Kotpillen-Schnur kann hier zum Nachweis auch einzelner, wenn auch jeweils verschiedener Horizonte benutzt werden.

Damit zeigt sich, daß auch eine Lebensspur einfachster Art zuweilen von größter geologischer Bedeutung sein kann. Man wird daher gut tun, auch in Zukunft allen wirklichen Fährten — auch denen, die zunächst unbedeutend und nichtssagend scheinen — volle Aufmerksamkeit zu schenken, besonders natürlich in fossilarmen Gesteinen. Auch wenn *Tomaculum* im Ebbegebirge stratigraphisch nicht verwertbar gewesen wäre, so hätte dennoch die Lebensspur große Bedeutung. Sie berechtigt zu der Folgerung, daß in dem Meere, in welchem die jahrzehntelang als primär fossilleer angesehenen Schichten der tieferen Herscheider Schiefer abgelagert wurden, nicht nur eine Lebewelt, sondern sogar, was bei der anzunehmenden Sauerstoffarmut und dem Kohlenstoffreichtum des Wassers um so mehr überraschen mußte, eine Bodenfauna vorhanden war.

D. Bemerkungen zur Lebensdauer der Erzeuger von Tomaculum im Sauerland und zur Frage ihrer Art

Sehr wahrscheinlich ist, daß auch die Lebenszeit der Erzeuger von *Tomaculum* im Ebbe-Gebirge auf das Obere Llanvirn beschränkt blieb. Die Annahme, daß hier *Tomaculum* auch zu anderer Zeit im Ordovicium erzeugt wurde, daß die Kotpillen aber sofort nach der Ablage — und zwar restlos — vernichtet wurden, mit anderen Worten, daß sich *Tomaculum* in den *Didymograptus*-Schiefern nur deswegen findet, weil hier besonders günstige Bedingungen für eine schnelle Konservierung gegeben waren, halte ich für recht unwahrscheinlich. Wenn uns z. B. bei Herscheid in den petrographisch sehr ähnlichen Schiefern des Oberen Tonschiefer-Horizontes Graptolithen in z. T. prachtvoller, körperlicher Erhaltung überliefert worden sind (ich werde über diese Funde in einem weiteren Beitrag berichten), dann ergibt sich daraus, daß mindestens zeitweilig während der Ablagerung der übrigen ordovicischen Sedimente die Bedingungen in gleichem Grade günstig für eine Erhaltung von Kotpillen gewesen sein dürften. Es ist auch nicht anzunehmen, daß die Erhaltungsfähigkeit von *Tomaculum* in den übrigen Horizonten eine andere als in den *Didymograptus*-Schiefern war.

Keinesfalls ist das Fehlen von *Tomaculum* auf ungünstige Erhaltungsbedingungen im Gestein zurückzuführen; denn erstens besitzt, wie bereits erwähnt, gerade *Tomaculum* widerstandsfähige Merkmale, die selbst in stark verdrückten Schiefern unter Umständen vorhandene Kotpillen-Schnüre noch sicher erkennen lassen würden, zweitens aber sind die Schiefer mit *Tomaculum* insgesamt in nicht geringerem Maße tektonisch beansprucht als etwa die petrographisch sehr ähnlichen Schiefer des Oberen Tonschiefer-Horizontes. Zudem haben sich auch in den tektonisch wenig beanspruchten ordovicischen Tonschiefern der Plettenberger Ziegeleigruben Kotpillen-Schnüre bisher nicht gefunden.

Aus dem Fehlen der Kotpillen-Schnur in den ebenfalls sehr milden Schiefern des Oberen Tonschiefer-Horizontes geht ferner hervor, daß dieses nicht etwa dadurch bedingt ist, daß die Erzeuger von *Tomaculum* faziesgebundene Organismen waren, wenn auch *Tomaculum* mit der nach dem Hangenden zu eintretenden Verrauhung der Schiefer (Grauwackenschiefer-Horizont) verschwindet und die Ursachen, die zu diesem Fazieswechsel Anlaß gaben, die Abwanderung bzw. ein lokales Aussterben seiner Erzeuger bedingt haben mögen. Gegen eine solche Auffassung spricht ja auch die Tatsache, daß die Kotpillen-Schnur in Böhmen und in England in den verschiedenartigsten Sedimenten auftritt.

Zu der von Rud. & E. Richter (1939 b, S. 283) aufgeworfenen Frage, welches die Erzeuger der Kotpillen-Schnüre gewesen sein mögen, insbesondere, ob es sich bei *Tomaculum* um Trilobiten-Kot handelt, sei hier nur kurz Stellung genommen. Wie schon die genannten Autoren betonen, kann in dem Auftreten von *Tomaculum* in trilobitenreichen Sedimenten, wie es in Böhmen und in England der Fall ist, kein Beweis für die Deutung von *Tomaculum* als Trilobiten-Kot erblickt werden. Es ist dabei Rud. & E. Richter umsomehr zuzustimmen, als sich in den *Tomaculum* führenden Schiefern des Ebbe-Gebirges — trotz der Häufigkeit der Kotpillen-Schnüre — bisher nur ein einziges Trilobiten-Fragment (s. S. 204) gefunden hat. Dagegen habe ich in den übrigen Horizonten, in denen *Tomaculum* offenbar fehlt, mehrfach Trilobiten nachweisen können. So erscheint gerade hinsichtlich dieser Frage noch keine Antwort möglich. Durch den Nachweis von *Caryocaris* sind nunmehr auch die Phyllocariden in den Kreis

der möglichen Erzeuger gerückt. Bei der mancherorts ungemeinen Häufigkeit der Kotpillen-Schnüre, die doch eine entsprechende Anzahl von Erzeugern voraussetzen, könnte man zu der Auffassung neigen, daß die am Grunde des offenen Meeres lebenden Erzeuger nicht oder nur sehr schlecht erhaltungsfähige Organismen ohne Hartteile (z. B. Würmer) waren.

E. Stratigraphische und paläogeographische Folgerungen

Wie gezeigt wurde, vertritt im Ebbe-Gebirge der Untere Tonschiefer-Horizont mit *Didymograptus geminus* His. — zumindest teilweise — die Zone 7 der englischen Gliederung (= Zone des *Didymograptus murchisoni* Beck) bzw. die Zone des *Didymograptus geminus* in Norwegen, Schweden und Böhmen (vgl. B. Bouček 1926). Im Oberen Llanvirn (bzw. tiefsten Llandeilo) war demnach das Sauerland vom Meere des Britisch-Baltischen Beckens bedeckt[12]). Da das außerordentlich fein aufbereitete Tonschlamm-Sediment der *Didymograptus*-Schiefer eine küstenferne Ablagerung wahrscheinlich macht, ist in dieser Zeit das Vorhandensein einer — zumal nahen — (Armorikanisch-) Rheinischen Landmasse, wie sie die paläogeographischen Karten zeigen, recht fraglich, um so mehr, als kürzlich E. Maillieux (1939) von Sart-Bernard (südöstlich Namur) im belgischen „Bande de Sambre-et-Meuse" eine sehr wahrscheinlich der Zone mit *Didymograptus murchisoni* (oder der des *Glyptograptus teretiusculus)* angehörende Fauna beschreiben konnte, die erlaubt „d'établir entre l'ordovicien de notre pays et celui de la Bohême, relations sur lesquelles nous reviendrons plus loin" (s. 6; vgl. auch die dortige Tabelle auf S. 47). Überdies weist ja das Auftreten von *Didymograptus geminus* His. auch in Böhmen (B. Bouček 1926) auf eine zumindest zeitweilige Verbindung mit dem Norden.

Durch das Fehlen von Graptolithen[13]) und das Hervortreten von Zweischalern, Trilobiten (u. a. *Cyclopyge*) und Hyolithen unterscheiden sich die von E. Maillieux als tiefstes Llandeilo ausgeschiedenen Schichten von Sart-Bernard mit *Dalmanites atavus* von den nächst benachbarten (215 km entfernten) gleichaltrigen *Didymograptus*-Schiefern des Rheinischen Schiefergebirges. Hier wie dort werden die Schiefer, und zwar allem Anschein nach konkordant, von Schichten unterlagert, deren Alter durch das Auftreten von *Didymograptus bifidus* Hall (Unteres Llanvirn bzw. oberstes Arenig anderer Bezeichnung) eindeutig bestimmt ist.[14]). Wo allerdings im Ebbe-Gebirge die Grenze zwischen den Zonen 6 und 7 liegt — ob an der Oberkante des liegenden Bänderschiefer-Horizontes oder innerhalb desselben —, kann bei der bisher fehlenden faunistischen Unterlage nicht gesagt werden. Vorläufig empfiehlt es sich daher, die Grenze dort zu ziehen, wo *Tomaculum* nach dem Liegenden zu verschwindet. In diesem Sinne wäre die

[12]) Die Annahme eines „Cimbrischen Festlandes", das in diesem Meeresraum ein „Britisches" von einem „Baltischen Becken" trennt, halte ich in Übereinstimmung mit anderen Autoren für nicht erforderlich. Die faziellen und faunistischen Unterschiede zwischen dem Baltikum einerseits und Großbritannien andererseits lassen sich ohne Schwierigkeit auch durch die mit der Entfernung vom Küstenrande sich ändernden Lebens- und Sedimentationsbedingungen erklären.

[13]) Wie Maillieux (1939, S. 4) mitteilt, handelt es sich bei dem von C. Malaise verschiedentlich (1881—1911) aus dem belgischen Ordovicium erwähnten *Didymograptus murchisoni* Beck (vgl. auch die geologischen Lehrbücher) in Wirklichkeit um *Didymograptus bifidus* Hall.

[14]) Über die Schichten mit *Didymograptus bifidus* Hall im Ebbe-Gebirge wird in einem weiteren Beitrag näher berichtet werden.

Wechsellagerung von ebenspaltenden Schiefern mit *Tomaculum* und Bröckelschiefern nördlich Kiesbert (östlicher Anschnitt der Landstraße), bei Elsen (Abzweigung des Herscheider Fahrweges) und bei Marl (Hohlwegeingang) schon der Zone 7 zuzurechnen.

Ebensowenig wie im Llanvirn (Wende Arenig-Llandeilo) ist eine Landfestigkeit des Rheinischen Schiefergebirges im Llandeilo wahrscheinlich.

Ein Llandeilo-Alter läßt sich im Ebbe-Gebirge mit großer Wahrscheinlichkeit für die Kieselgallenschiefer mit *Cyclopyge* bzw. die Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes folgern, welche die Schiefer mit *Tomaculum* vermutlich konkordant überlagern. Für die „Milde Schieferserie" am Südfuße des Rahlenberges bei Herscheid (Oberer Tonschiefer-Horizont), die noch W. Schriel & G. Richter (1937) als Kernserie des Ebbe-Sattels ansahen[15]), ergibt sich damit ein noch jüngeres Alter. Eine umfassende bei Herscheid aufgefundene Graptolithen-Fauna, über die in einem weiteren Beitrag noch näher zu berichten sein wird, hat das jungordovicische Alter dieser Schiefer auch biostratigraphisch bestätigt. Da der Obere Tonschiefer-Horizont allem Anschein nach konkordant von dem Grauwackenschiefer-Horizont unterlagert wird, wird sich nach der Spezialbearbeitung der Herscheider Graptolithen auch folgern lassen, welche Graptolithen-Zonen etwa dem Grauwackenschiefer-Horizont entsprechen. Das bisher in den rauhen Schichten aufgefundene Graptolithen-Material ist nur spärlich und schlecht erhalten, so daß eine stratigraphische Auswertung nicht möglich ist.

Der Grauwackenschiefer-Horizont im Ordovicium des Ebbe-Sattels dürfte somit etwa gleichaltrig mit dem Andreasteich-Quarzit von Gießen sein, der nach Rud. & E. Richter (1937) vielseitige Übereinstimmung mit dem böhmischen Drabower Quarzit $d\delta$ zeigt. Auch petrographisch ergänzen sich beide Schichtenfolgen im paläogeographischen Bild: An eine küstennähere, grobklastische Fazies (Quarzite) schließt sich nach Norden hin eine küstenfernere, feiner klastische Fazies (Grauwackenschiefer) an. Es ist dabei bemerkenswert und zugleich für die Altersdeutung des Grauwackenschiefer-Horizontes von Wichtigkeit, daß auch die vergleichbaren benachbarten Llandeilo-Vorkommen in Belgien — die kürzlich von E. Maillieux (1939) im „Bande silurienne de Sambre-et-Meuse" ausgeschiedenen „Schichten von Vitrival-Bruyère" und die von C. Malaise im Brabanter Massiv entdeckten „Schichten von Rigenée" — wie in Westfalen rauhen („gréseux") Charakter tragen, ja örtlich (nördlich von Fosse und bei Dave) sogar Sandstein- und Quarzitbänke enthalten (M. P. Michot 1934) [16]).

Im Llandeilo wäre somit faziell die Verbindung zwischen Westfalen und Böhmen durch den Andreasteich-Quarzit bzw. den Hauptquarzit in Thüringen gegeben. Faunistisch wird diese Verbindung zunächst nur durch das gemeinsame Auftreten von *Cyclopyge* in Westfalen und in Böhmen in höheren Teilen des Ordoviciums betont, da sich in England *Cyclopyge* nirgends mehr oberhalb der Zone des *Didymograptus bifidus* findet (vgl. auch Rud. & E. Richter 1937, S. 301). Nach Belgien weist im Einklang mit der faziellen Übereinstimmung das Auftreten von *Cyclopyge* (vgl. E. Maillieux 1939, S. 6 und Taf. I, Abb. 12—14) auch in der Zone des *Climacograptus peltifer* (oberstes Llandeilo).

---

[15]) „Die blauschwarzen, sehr milden und ebenspaltenden graptolithischen schieferartigen Gesteine dicht nördlich des Ortes Herscheid bilden hier den Kern des Sattels" (S. 542).

[16]) Über das Auftreten von Sandsteinbänken und -linsen auch innerhalb der Herscheider Schichten wird noch später zu berichten sein.

Nachdem Rud. & E. Richter bereits früher (1927, 1935) unter Hinweis auf die engen petrographischen und faunistischen Beziehungen zwischen dem böhmischen und thüringischen Ordovicium die Argumente für ein Bestehen des thüringischen Anteiles der Armorikanisch-Rheinischen Insel weggeräumt haben, erscheint nunmehr das Vorhandensein einer Landmasse während des Llandeilo auch im Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges sehr unwahrscheinlich.

F. Zusammenfassung

Die Kotpillen-Schnur *Tomaculum problematicum* Groom findet sich im Ebbe-Gebirge (Sauerland) in ebenspaltenden, blauschwarzen, milden Tonschiefern, die auf Bl. Herscheid bei Kiesbert und Elsen, auf Bl. Plettenberg bei Marl und Plettenberg verbreitet sind. Im südlichen Ebbe-Aufbruch ist das Auftreten *Tomaculum* führender Schiefer an eine Spezialaufsattelung gebunden (Kiesberter Sattel). Bei Elsen und Plettenberg treten die ebenspaltenden Schiefer in der Kernzone des nördlichen Ebbe-Teilsattels auf.

Sämtliche Schiefervorkommen mit *Tomaculum* gehören ein und demselben stratigraphischen Horizonte (Unterer Tonschiefer-Horizont) an, dessen ordovicisches Alter bewiesen ist

1. durch das Auftreten von Kieselgallen-Schiefern (am Rahlenberg bei Herscheid mit *Cyclopyge*) in seinem Hangenden,
2. durch das Vorkommen der auf das Ordovicium beschränkten Phyllocariden-Gattung *Caryocaris,*
3. durch die Auffindung einer Graptolithen-Fauna mit Didymograpten.

Die durch mehrere Arten vertretene Gattung *Didymograptus* fand sich im Anschnitt des Brenscheider Fahrweges südöstlich Haus Höhe nördlich Kiesbert. Häufigste Art ist *Didymograptus murchisoni* Beck *var. geminus* His., die sowohl in England (Zone 7) als auch in Norwegen, Schweden und Böhmen im Oberen Llanvirn (bzw. tiefstem Llandeilo) verbreitet ist. Im Sauerland ist somit die Kotpillen-Schnur *Tomaculum* leitend für Schichten, die dem Oberen Llanvirn angehören. Auf diese Zeit blieb offenbar auch die Lebenszeit der Erzeuger von *Tomaculum* — vermutlich nicht oder nur sehr schlecht erhaltungsfähige Organismen ohne Hartteile — beschränkt.

Die Schiefer mit *Tomaculum* werden von dickspaltenden Bänderschiefern (Bänderschiefer-Horizont) unterlagert. Den Übergang zwischen beiden Horizonten vermittelt eine Wechsellagerung von gebänderten Bröckelschiefern und ebenspaltenden, schuppig zerfallenden Schiefern, die in den obersten Lagen noch *Tomaculum* enthalten. Diese Übergangsschichten zeichnen sich örtlich durch eine intensive gelblich bis ockerbraune Verwitterung aus („Gelbschiefer"). Für die Bänderschiefer läßt sich ein Unteres Llanvirn-Alter (Zone des *Didymograptus bifidus* Hall = Oberstes Arenig anderer Bezeichnung) folgern, das auch inzwischen biostratigraphisch seine Bestätigung gefunden hat.

Überlagert werden die *Tomaculum* führenden Schiefer von den rauhen, örtlich Kieselgallen führenden Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes, der ins Llandeilo zu stellen und damit etwa gleichaltrig mit dem

Andreasteich-Quarzit von Gießen ist. Faziell zeigt der Grauwackenschiefer-Horizont Übereinstimmung mit den gleichaltrigen Schichten Belgiens (Schichten von Vitrival-Bruyère und von Rigenée).

Für den über dem Grauwackenschiefer-Horizont folgenden Oberen Tonschiefer-Horizont ergibt sich ein jungordivicisches Alter, das ebenfalls durch Graptolithenfunde bewiesen ist.

Zur Zeit der Ablagerung der *Tomaculum* führenden Schiefer und der Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes ist eine offene Meeresverbindung zwischen Belgien—Westfalen einerseits und Böhmen andererseits sehr wahrscheinlich. Aber auch die übrigen Horizonte des rheinischen Ordoviciums sprechen nicht für das Vorhandensein einer „Rheinischen Insel" zu jener Zeit.

G. Schriftenverzeichnis

Barrande, J.: Système silurien du centre de la Bohême. I. Partie: Recherches paléontologiques. I. Crustacés: Trilobites. — Prague — Paris 1852.

— : Système silurien du centre de la Bohême. I. Partie: Recherches paléontologiques. Supplément au vol. I. Trilobites, Crustacés divers et Poissons. — Prague — Paris 1872.

Bouček, B.: Contribution à la connaissance de la stratigraphie des couches de Šárka — d γ_1 de l'Ordovicien de la Bohême. — Bull. int. Acad. tchèque Sci. — Prague 1926.

Eisenack, A.: Chitionozoen und Hystrichosphaerideen im Ordovizium des Rheinischen Schiefergebirges. — Senckenbergiana, **21**, S. 135—152. Frankfurt a. M. 1939.

Fuchs, A.: Geologlische Spezialkarte von Preußen 1 : 25 000, Bl. Herscheid nebst Erläuterungen, Lief. 220. — Berlin 1922.

— : Zur Kenntnis von Palaeozoicum, Tertiär und Diluvium in der Gegend von Solingen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1927, **48**, S. 555—562. Berlin 1928 (1928a).

— : Geologische Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes und des Bergischen Landes i. M. 1 : 100 000.— Berlin 1928 (1928b).

— : Über eine untere Gedinnefauna im Ebbesandstein des Ebbegebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 395—409. Berlin 1934.

— : Geologische Spezialkarte von Preußen 1 : 25 000, Bl. Solingen nebst Erläuterungen, Lief. 316. — Berlin 1935.

Groom, Th.: The sequence of the Cambrian and Associated beds of the Malvern Hills. — Quart. J. geol. Soc. London, **58**. London 1902.

Jones, T. R. & Woodward, H.: A Monograph of the British Palaeozoic Phyllopoda. — Trans. palaeontogr. Soc. London 1888—1899.

Maillieux, E.: L'ordovicien de Sart-Bernard. — Mém. Mus. r. Hist. natur. Belg., mém. **86**. Brüssel 1939.

Michot, M. P.: La stratigraphie du Silurien de la Belgique. — Mém. Acad. r. Sci. Belg., **2**, XIII. 1934.

Monsen, A.: Die Graptolithenfauna im Unteren Didymograptusschiefer (Phyllograptusschiefer) Norwegens. — Norsk geol. Tidsskr., **16**, 1936, S. 57—266. Oslo 1937.

Richter, Rud. & E.: Phyllitische Schiefer im Ost-Thüringer Hauptsattel als Vertreter der Griffelschiefer (Ordovicium, d γ_1) des Schwarzburger Sattels. — Senckenbergiana, **17**, S. 229. Frankfurt a. M. 1935.

— : Die Herscheider Schiefer, ein zweites Vorkommen von Ordovicium im Rheinischen Schiefergebirge, und ihre Beziehung zu den wiedergefundenen *Dayia*-Schichten. — Senckenbergiana, 19, S. 289—313. Frankfurt a. M. 1937.

Richter, Rud. & E.: Eine Lebensspur *(Syncoprulus pharmaceus)*, gemeinsam dem rheinischen und böhmischen Ordovicium. — Senckenbergiana, **21**, S. 152—158. Frankfurt a. M. 1939 (1939a).

— : Die Kot-Schnur *Tomaculum* Groom (= *Syncoprulus* Rud. & E. Richter), ähnliche Scheitel-Platten und beider stratigraphische Bedeutung. — Senckenbergiana, **21**, S. 169—296. Frankfurt a. M. 1939 (1939b).

— : Die *Saukianda*-Stufe von Andalusien, eine fremde Fauna im europäischen Ober-Kambrium. — Abh. d. Senck. Nat. Ges., **450**. Frankfurt a. M. 1940.

— : Das stratigraphische Verhalten von *Tomaculum* als Beispiel für die Bedeutung von Lebensspuren. — Senckenbergiana, **23**. Frankfurt a. Main 1941.

Schmidt, W. E.: Das nordöstliche Ende des Ebbesattels. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1917, **38**, II, S. 339—379. Berlin 1919.

— : Geologische Spezialkarte von Preußen 1 : 25 000, Bl. Plettenberg nebst Erläuterungen, Lief. 236. — Berlin 1924.

Schriel, W. & Richter, G.: Graptolithenführendes Silur im Ebbesattel. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1936, **57**, S. 540—543. Berlin 1937.

Størmer, L.: Planktonic crustaceaus from the lower Didymograptus shale (3b) of Oslo. — Norsk geol. Tidsskr., 16, S. 267—277. Oslo 1937.

Stubblefield, C. J. & Bulman, O. M. B.: The Shineton Shales of the Wrekin District. — Quart. J. geol Soc., **83**, I, S. 96. London 1927.

Thoral, M.: Contribution à l'étude paléontologique de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire. — Imp. d. l. Charité. Montpellier 1935.

Volk, M.: Die Lebensspur *Tomaculum problematicum* Groom auch im Griffelschiefer des Thüringer Ordoviciums. — Senckenbergiana, **23**. Frankfurt a. Main. 1941.

Zur Kenntnis des Silurs im Rheinischen Schiefergebirge II

Die Plettenberger Bänderschiefer, das älteste Ordovicium im rechtsrheinischen Schiefergebirge

Von Kurt Beyer, Berlin

Taf. 19 und 8 Abbildungen

Inhalt

Seite

A. Einleitung 223

B. Die Auffindung der Bänderschiefer 223

I. Das Profil der Unteren Tonschiefer 223

II. Die tektonische Gliederung der Spezialaufwölbungen im Kern des Ebbe-Sattels 224

a) Der südliche Ebbe-Teilsattel 224

b) Der nördliche Ebbe-Teilsattel 226

III. Die Schichtenfolge in den Ziegeleigruben von Plettenberg-Oberstadt 230

C. Die petrographische Beschaffenheit der Plettenberger Bänderschiefer 231

D. Die Verbreitung der Plettenberger Bänderschiefer 232

I. Allgemeine Übersicht 232

II. Vorkommen 234

E. Die Lagerungsverhältnisse im Kern des Ebbe-Sattels in Plettenberg-Oberstadt 235

I. Die Lagerung der Bänderschiefer 235

II. Die Lagerung der Unteren Tonschiefer 240

III. Der Bau des Sattels 241

F. Fauna und Alter der Bänderschiefer 242

G. Stratigraphische und paläogeographische Folgerungen 247

H. Zusammenfassung 250

I. Schriften 252

A. Einleitung

1937 schrieben Rud. & E. Richter (S. 294):

„Um den Rang des ältesten biostratigraphisch gesicherten Baugliedes im Rheinischen Schiefergebirge (außerhalb des Venns) müssen sich einstweilen die Herscheider Schiefer und der Andreasteich-Quarzit noch streiten."

Heute schon steht mit Sicherheit fest, daß die Herscheider Schiefer bzw. Herscheider Schichten (Rud. & E. Richter 1937, S. 310) im Ebbe- und, wie sich inzwischen ergeben hat, auch im Remscheider Sattel z. T. älter als der Andreasteich-Quarzit von Gießen (Bl. Wetzlar) sind, den Rud. & E. Richter (1937, S. 294) für gleichaltrig mit dem Drabower Quarzit d δ (Llandeilo) von Böhmen halten. Glückliche Graptolithenfunde beweisen, daß die im Sauerland durch das Auftreten der Kotpillen-Schnur *Tomaculum problematicum* Groom gekennzeichneten Schichten des Unteren Tonschiefer-Horizontes (mit *Didymograptus geminus* His.) dem Oberen Llanvirn bzw. tiefstem Llandeilo angehören (K. Beyer 1941). Erst die über diesem Horizonte folgenden rauheren, örtlich Kieselgallen führenden Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes (mit *Cyclopyge illaenoides* Rud. & E. Richter) sind etwa gleichzeitig mit dem Andreasteich-Quarzit bzw. Hauptquarzit Thüringens abgelagert worden, jedoch mehr küstenferner nach dem Inneren des Britisch-Baltischen Beckens zu. Dagegen sind die milden Graptolithenschiefer des Oberen Tonschiefer-Horizontes (mit Climaco- und Amplexograpten, *Ogygiocaris* sp. und *Cryptolithus* sp.) jünger als die Kleinlindener Quarzite auf Bl. Wetzlar; sie gehören dem Jungordovicium (Caradoc-Asghill) an.

Es ergab sich nunmehr die Frage, ob die Unteren Tonschiefer tatsächlich die ältesten fossilführenden Schichten im rechtsrheinischen Schiefergebirge sind, oder ob vielleicht doch noch irgendwo im Ebbe-Sattel Schichten zutage treten, die ein höheres Alter als Oberes Llanvirn besitzen. Von einer Übersichtskartierung der Sattelkerne, bei der die vorstehende Gliederung des Ebbe-Ordoviciums zugrunde gelegt wurde, war eine Klärung dieser Frage zu erhoffen. Die Aufnahme wurde Juli—August 1939 im Auftrage der Reichsstelle für Bodenforschung durchgeführt mit dem Ergebnis, daß bei Plettenberg (Bl. Plettenberg) im Liegenden der Unteren Tonschiefer eine geologisch bisher unbekannte Folge fossilführender, toniger Bänderschiefer aufgefunden wurde. Eine reichere Graptolithenfauna mit *Didymograptus bifidus* Hall beweist, daß die „Plettenberger Bänderschiefer" (= Bänderschiefer-Horizont) in das Untere Llanvirn bzw. oberste Arenig (= Graptolithen-Zone 6) zu stellen und damit das älteste paläontologisch gesicherte Bauglied im rechtsrheinischen Schiefergebirge sind.

B. Die Auffindung der Bänderschiefer

I. Das Profil der Unteren Tonschiefer

Wie kürzlich gezeigt wurde (K. Beyer 1941), besteht der Untere Tonschiefer-Horizont in seinem oberen Teil aus blauschwarzen, ebenspaltenden, milden Tonschiefern, die auch bei der Verwitterung vorwiegend ihre dunkle Farbe beibehalten. Es sind dies die Schichten, in denen sich die Lebensspur *Tomaculum* besonders häufig und in guter Erhaltung findet und aus denen auch

die überwiegende Anzahl der bisher im Unteren Tonschiefer-Horizont aufgefundenen Graptolithen geborgen wurde. Das Zonenfossil *Didymograptus geminus* His. ist offenbar nur in dieser oberen Schichtenfolge verbreitet. In ihrem unteren Teil dagegen zeigen die Unteren Tonschiefer eine intensiv gelblich- bis ockerbraune Verwitterung zufolge eines höheren Gehaltes an Kalkeisenkarbonat. Innerhalb dieser „Gelbschiefer", die als bemerkenswerte Einlagerung einzelne sehr feste lyditische Bänke enthalten, entwickelt sich nach dem Liegenden zu eine Wechsellagerung, die ebenspaltende, schuppig zerfallende Schiefer (im Hangenden noch mit *Tomaculum)* im Verbande mit graublauen, dickspaltenden Tonschiefern mit heller, rhythmischer Bänderung zeigt. Die Kotpillen-Schnur wurde in diesen Bänderschiefern bisher nicht beobachtet. Die Wechsellagerung, offenbar eine Übergangsserie, ließ vermuten, daß eine aus tonigen, gebänderten Schiefern bestehende Schichtenfolge die Unterlage der Unteren Tonschiefer bildet.

II. Die tektonische Gliederung der Spezialaufwölbungen im Kern des Ebbe-Sattels

(Vgl. hierzu die Blätter Herscheid und Plettenberg der Geol. Karte von Preußen)

Ältere Schichten als die Unteren Tonschiefer waren im Ebbe-Sattel — jener großen Antiklinale, die sich aus dem östlichen Bergischen Land (Gegend westlich Wipperfürth) in nordöstlicher Richtung bis zum mittleren Sauerlande erstreckt und hier östlich der Lenne auf Bl. Endorf verklingt — von vornherein nur in den beiden nördlich vom Kamm des Ebbe-Gebirges in ostnordöstlicher Richtung verlaufenden Spezialaufwölbungen zu erwarten, in denen die Heraushebung mit dem Zutagetreten vordevonischer Schichten ihr größtes Ausmaß erreichte.

a) Der südliche Ebbe-Teilsattel

Der südliche Ebbe-Teilsattel[1]) stellt eine von zahlreichen nordwestlich verlaufenden Querstörungen zerschnittene und daher aus einer größeren Anzahl schmaler Einzelschollen bestehende, bis 1½ km breite Aufwölbung dar. Dem breiten, örtlich versumpften Tale des Ebbe-Baches folgend, zieht sich der Teilsattel vom Gehöft Hervel (1500 m östlich der Verse-Talsperre) über Becke und Kiesbert bis zur Öster-Talsperre. In der Aufsattelung von Hüinghäuser Schichten zwischen Himmelmert und Österau-Dankelmert findet die Kernzone ihre Fortsetzung.

Geologisch läßt der Sattel eine Dreiteilung erkennen.

Der westliche Abschnitt verläuft in Richtung 70° und umfaßt den 5½ km langen Sattelzug, der bei Hervel unvermittelt an einer Querstörung ansetzt und im Tälchen nördlich der Kiesberter Hardt verklingt. Sein östliches Ende bildet der Kiesberter Spezialsattel. In breiterem Ausstrich treten hier die *Tomaculum* führenden Schichten des Unteren Tonschiefer-Horizontes zutage. Am Brenscheider Fahrweg südöstlich Gehöft Höhe (nördlich Kiesbert) nehmen zudem noch Kieselgallenschiefer des jüngeren Grauwackenschiefer-Horizontes, die auf den Unteren Tonschiefern abgeschert sind, am Aufbau des Spezialsattels teil. Die ältesten im Sattelkern anstehenden Schichten werden

[1]) A. Fuchs (1922, S. 39) hat diese Spezialaufwölbung als „Herveler Spezialsattel" bezeichnet. Der Bedeutung dieser Aufbruchszone entsprechend ist die Bezeichnung „südlicher Ebbe-Teilsattel" vorzuziehen (vgl. auch Rud. & E. Richter 1937, S. 312).

nördlich Kiesbert von der Herscheider Landstraße (südöstlich des Telegraphenmastes 30) in größerer Breite angeschnitten; es sind die Schiefer der „Wechsellagerung" (K. Beyer 1941).

Im Südwesten wird der Kiesberter Spezialsattel von einer zwischen den Gehöften Daum und Vor der Heide hindurch verlaufenden Querverwerfung begrenzt. In dem von anmoorigen Wiesen eingenommenen Gebiet westlich dieser Störung sind die im Sattelkern vorhandenen Schichten überall verdeckt. Es dürften aber auch hier milde Tonschiefer den Untergrund bilden. Unwahrscheinlich ist das Vorhandensein von Schichten aus dem Liegenden der Unteren Tonschiefer. Nicht ausgeschlossen ist, daß sich das Verbreitungsgebiet der *Tomaculum* führenden Schiefer bis in das Quellgebiet des Ebbe-Baches, vielleicht auch darüber hinaus bis an das westliche Sattelende erstreckt, zumal die im Hohlweg am Gehöft Sonnenhohl aufgeschlossenen Graptolithen führenden Kieselgallenschiefer des Grauwackenschiefer-Horizontes allem Anschein nach muldenförmige Lagerung besitzen (vgl. K. Beyer 1941, Anm. 5 auf S. 203). Diese kleine isolierte Scholle am Westende des morphologisch hervortretenden Herveler Kopfes ist das bisher einzige sicher nachgewiesene Ordovicium am Westende des südlichen Ebbe-Teilsattels.

Der Herveler Kopf bildet eine aus Verse- und Bunten Ebbe-Schichten bestehende Spezialmulde („Herveler Spezialmulde") inmitten der alten Schiefer. Auf der Ostseite der Kuppe bricht die Mulde an einer am Jagdhaus Hervel entlang verlaufenden Querstörung unvermittelt ab. Zwischen dieser und der Südwest-Randverwerfung des Kiesberter Spezialsattels bilden fossilführende Hüinghäuser Schichten, örtlich mit Ockerkalken und Spärosideritknollen und -bänkchen (Straßenanschnitt südöstlich des Herveler Kopfes, Hohlweg südlich Gehöft Ebbefeld), in breiterem Ausstrich die Südflanke des Sattels. Der Sattelstruktur entsprechend besitzen die örtlich stark gestörten mergeligen Schiefer allgemein südliches Einfallen. Ob auch am Westende des Sattels an den Flanken Hüinghäuser Schichten verbreitet sind, ist noch nicht erwiesen.

In seinem mittleren Abschnitt bildet der südliche Ebbe-Teilsattel eine nur etwa 500 m breite, von zahlreichen Querstörungen zerschnittene Aufwölbung. Diese setzt westlich der Gehöfte Vor der Heide und Eichholz am Kiesberter Spezialsattel an. Von diesem ist sie im Gebiete der Kiesberter Hardt durch eine aus Verse- und Bunten Ebbe-Schichten bestehende Spezialmulde, Fuchs' „Kiesberter Mulde" (Fuchs 1922, S. 39), getrennt. In dem hier nur wenige 100 m breiten Tal des Ebbe-Baches läßt sich die Aufsattelung auf eine Länge von etwa 3 km bis zur Öster-Talsperre verfolgen; 900 m ostnordöstlich Haus Grünewald taucht die Sattelachse unter jüngeren Schichten unter, die auch noch deutlich die Antiklinalstruktur erkennen lassen.

Soweit die junge Schuttdecke einen Einblick in den Untergrund der Talniederung gewährt, bilden hier fossilreiche Köbbinghäuser Schichten (= *Dayia* führende Schiefer des Mittel-Ludlow) den Kern des Sattels („Emmeszauner Spezialsattel"). Sie treten im Hohlweg 650 m nordöstlich Haus Grünewald am Ostende des Aufbruches heraus und wurden hier auch in mehreren Schürfen angetroffen[2]). Bei Emmeszaun (Steinbrüche an der Landstraße) finden sich Schichten mit *Dayia navicula* Sow. auch am Nordrande des Sattels. Den Südrand

[2]) Die Entdeckung von *Dayia navicula* Sow. an diesem Fundpunkt und damit die Erstauffindung dieses wichtigen Leitfossils im südlichen Ebbe-Teilsattel verdanken wir Rud. & E. Richter (briefliche Mitteilung). Vgl. auch die diesbezüglichen Hinweise bei Rud. & E. Richter 1937, S. 304 u. 312.

des Aufbruches begleitet ein schmales Band südostfallender, fossilführender Hüinghäuser Schichten, die zumindest örtlich (Schurfergebnis) auf den Kernschichten des Sattels abgeschert sind[3]). Im Straßenanschnitt an der Forellenzüchterei (südlich Gehöft Schirtenbecke am Westende der Talsperre) treten Hüinghäuser Schichten, die hier einzelne dickere Ockerkalklinsen enthalten, auch am Nordrande des Sattels auf. Sie besitzen steileres Nordwest-Einfallen (40—65 °).

Der östliche, auf Bl. Attendorn übergreifende Abschnitt des südlichen Ebbe-Teilsattels bildet eine 2¾ km lange, aus 5 Staffelschollen bestehende Aufsattelung („Himmelmerter Spezialsattel"). Diese setzt am Westrande von Himmelmert schroff in größerer Breite (Talniederung) an einer Querstörung ein und erstreckt sich, dem Immecker Tälchen folgend, bis zum Österbachtal bei Österau-Dankelmert. In diesem Teil des südlichen Ebbe-Teilsattels treten nur fossilärmere Hüinghäuser Schichten heraus, denen bei Himmelmert einzelne Ockerkalkbänke eingelagert sind. Örtlich (südlicher Hohlwegeingang am Westende des Dorfes) finden sich auch Kieselgallen. Sphärosiderit in Knollen und dünnen Bänkchen ist am Knebelberg bei Österau und am Westhang der Höhe 390,2 (östlich Himmelmert) verbreitet. Der Sattelstruktur entsprechend ist das Einfallen der Schichten: Am Südrande der Aufwölbung nach Südost, am Nordrande nach Nordwest. Die Sattelachse dürfte bei Himmelmert etwa am nördlichen Dorfausgang entlang verlaufen.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß der südliche Ebbe-Teilsattel nach Ostnordost hin untertaucht. Während im Westen Schichten des Ordoviciums (Untere Tonschiefer, Kieselgallenschiefer) verbreitet sind, treten im mittleren Teile des Sattels als älteste Schichten nur noch solche gotlandischen Alters (Köbbinghäuser *[Dayia]*-Schichten = Mittel-Ludlow) heraus. Am Ostende des Sattels finden sich schließlich nur noch Hüinghäuser Schichten (Untergedinne). Die tiefsten Schichten treten im Kiesberter Spezialsattel zutage (Tonschiefer des Oberen Llanvirn).

Wenn somit im südlichen Ebbe-Teilsattel überhaupt ältere Schichten als Untere Tonschiefer vorhanden waren, so konnten diese nur bei Kiesbert verbreitet sein. Hier reicht jedoch die Schichtenfolge nur bis zur Wechsellagerung hinab. Für eine Auffindung von Schichten aus dem Liegenden des Unteren Tonschiefer-Horizontes verblieb somit nur noch der nördliche Ebbe-Teilsattel.

b) Der nördliche Ebbe-Teilsattel

Mit einer durchschnittlichen Breite von etwa 1½ km und einer Länge von rund 13 km übertrifft der nördliche Ebbe-Teilsattel, Fuchs' (1922, S. 38) „Herscheider Spezialsattel", die südliche Kernzone wesentlich an Ausdehnung. Er beginnt im Ahetal bei Brink-Silverin und zieht sich, an Breite zunehmend, über Herscheid und Elsen bis nach Hüinghausen. Hier zeigt die breite Senke des z. T. von anmoorigen Wiesen eingenommenen Quellgebietes des Elsebaches zwischen Herscheid und dem letztgenannten Dorfe den Verlauf des Sattels an. Von Hüing-

[3]) Inwieweit diese Abscherungen, die wir allenthalben bisher am Südrande der beiden Ebbe-Teilsättel angetroffen haben, bei späteren Faltungen posthum wieder aufgelebt und als Gleitflächen in entgegengesetztem Sinne benutzt worden sind, also zu Auf- bzw. Überschiebungen wurden, entzieht sich noch unserer Kenntnis.

hausen ab folgt dieser weiterhin dem breiten Elsetal über Frehlinghausen—Köbbinghausen, Holthausen, Hechmecke bis nach Plettenberg. In der schmalen zum Gehöft Bracht hinaufziehenden Senke östlich der Stadt verklingt der Sattel.

Wie der südliche, so liegt auch der nördliche Ebbe-Teilsattel in seiner Haupterstreckung auf Bl. Herscheid; nur das östlich des Köbbinghäuser Hammers gelegene Sattelgebiet entfällt auf Bl. Plettenberg, ein kleiner Teil auch auf Bl. Attendorn.

Auch der nördliche Ebbe-Teilsattel wird von zahlreichen Südost-Nordwest verlaufenden Querstörungen beherrscht. Sie bewirken eine Zerlegung des gesamten Sattelzuges in mehrere große Nordost streichende Staffelschollen, die wiederum von einer größeren Anzahl kleinerer Querverwerfungen durchzogen sind. Jede einzelne der Großstaffeln ist gegenüber der westlich benachbarten nach Südost versetzt. Diese Staffelung ergibt den insgesamt ostnordöstlichen Verlauf der Struktur. Während nun, wie ausgeführt, die Achse der südlichen Kernzone nach Osten hin allmählich eintaucht, hebt sich die Achse des nördlichen Teilsattels nicht nur in jeder Staffel, sondern auch insgesamt nach Osten hin heraus.

In der westlichen Staffelscholle („**Wermecker Staffel**"), deren Südost-Nordwest gerichtete Achse erst östlich Gut Wermecke in die allgemeine ostnordöstliche Sattelrichtung einschwenkt, sind bei Brink-Silverin (Straßenanschnitt und Hohlwege südlich der Herscheider Mühle) sowie nordnordöstlich Stöpplin im alten Anbruch bei Pkt. 365,5 der Landstraße Herscheid—Lüdenscheid fossilreiche Hüinghäuser Schichten aufgeschlossen, die örtlich (bei Brink-Silverin) auch einzelne Ockerkalkbänke enthalten. Im östlichen Teil der Staffel, zwischen Gut Wermecke und der über Haus Jägerhof verlaufenden Ostrandstörung der Struktur, dürften die milden Schiefer des Oberen Tonschiefer-Horizontes den hier überall von der jungen Talfüllung verhüllten Untergrund bilden.

Aus Oberen Tonschiefern besteht wohl auch der bemerkenswerte, als „Mestener Spezialsattel" zu bezeichnende kleine Sattelvorsprung im Tale des Bruchbaches (südwestlich Herscheid). Ebenso wie die Wermecker Staffel, von der er durch die „Böllenberg-Mulde" getrennt ist, setzt dieser Sattel an der Jägerhof-Verwerfung an.

In der nach Osten hin folgenden „**Herscheider Staffel**", die bis zu der östlich der Linie Friedlin—Wiebruch—Grünewald verlaufenden großen Querstörung reicht, treten in der Sattelachse bereits Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes heraus. Es sind dies die fossilführenden Kieselgallen- und Bänderschiefer des Grauwackenschiefer-Horizontes vom Rahlenberg nördlich Herscheid (vgl. W. Schriel & G. Richter 1937, S. 543; Rud. & E. Richter 1937 und A. Eisenack 1939). Wie aus dem allgemeinen Südost-Fallen dieser Schiefer am Südhang und dem Nordwest-Fallen am Nordhang des Rückens hervorgeht, verläuft die Sattelachse quer über die Bergkuppe hinweg. Vom Rahlenberg aus lassen sich die Kieselgallenschiefer nach Osten hin einerseits bis Haus Grünewald, andererseits bis in die Gegend nordwestlich Gehöft Wiebruch (Pkt. 431,0) verfolgen. Das Auftreten des Graptolithen führenden Oberen Tonschiefer-Horizontes, die allenthalben in den Hohlwegen bei Herscheid sowie in mehreren Anschnitten am Fahrweg Herscheid—Wiebruch (z. B. am Pkt. 425,7) und am Gehöft Hohl aufgeschlossen sind, bleibt in der Herscheider Staffel auf die Flanken des Sattels be-

schränkt. Bei Herscheid ist innerhalb des hier breiteren Ausstriches der Oberen Tonschiefer (Talbecken!) allem Anschein nach ein Spezialsattel („Herscheider Spezialsattel") entwickelt: Nördlich des Ortes (Fahrweg zur Rahlenbergkuppe) fallen die Schiefer allgemein nach Norden, am Südost-Ausgang des Dorfes dagegen nach Süden. Die Achse dieses Spezialsattels gab zu Verwechselungen mit der Hauptachse des Aufbruches Anlaß (vgl. W. Schriel & G. Richter 1937, S. 542). Etwa auf halber Höhe am Südhang des Rahlenberges ist der Herscheider Spezialsattel an einer mehrfach gestaffelten streichenden Störung gegen die Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes im Sattelkern verworfen.

In auffälliger Übereinstimmung mit den Verhältnissen südwestlich Herscheid setzt nun auch an der östlichen Randstörung der Herscheider Staffel, von dieser durch eine kleine Mulde von Verse-Schichten getrennt („Spielberg-Mulde"), ein — wenn auch nur schmaler — Spezialsattel an („Friedliner Spezialsattel"). Auch hier sind im Kern Obere Tonschiefer (mit Graptolithen) verbreitet.

An die Herscheider Staffel schließt sich die mehr Ostnordost streichende **„Elsener Staffel"** an. Im Osten wird diese Scholle von einer größeren Querstörung begrenzt, die dem Elsebachtal 1 km westlich Hüinghausen folgt, nach Süden hin aber, am Ramberg vorbei, in Richtung Himmelmert verläuft. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die östliche Randstörung des Himmelmerter Spezialsattels (s. S. 226) mit dieser Verwerfung in Verbindung steht.

In der Staffelscholle von Elsen erreicht die Heraushebung ein noch größeres Ausmaß als bei Herscheid. Im Kern des Sattels treten hier in einem etwa 1½ km langen Zug *Tomaculum* führende Schichten des Unteren Tonschiefer-Horizontes zutage (Anschnitt des Herscheider Fahrweges in Elsen, Weganschnitt am Gehöft Wiesenkämpen). Die ältesten Schichten, hellgebänderte, dickspaltende Tonschiefer, gehören der Wechsellagerung des Gelbschiefer-Niveaus an. Sie wurden in einer Baugrube auf dem Schürmann'schen Grundstück in Elsen (am Ostausgange des Dorfes) beobachtet. Die Aufschlüsse reichen hier somit auch nicht tiefer herab als im Kiesberter Spezialsattel.

Der Bau des Sattels ist hier asymmetrisch. Der Südflügel der Staffelscholle zeigt normale Verhältnisse: An die Unteren Tonschiefer grenzen zunächst — morphologisch als schmaler Rücken hervortretend — die rauheren Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes (am Pkt. 405,6 mit einzelnen festen lyditischen Bänkchen). Es folgen dann im Tälchen nordöstlich Friedlin milde Schiefer, allem Anschein nach Obere Tonschiefer. Auf dem Nordflügel dagegen stoßen die Unteren Tonschiefer unter Ausfall der Grauwackenschiefer unmittelbar an die Oberen Tonschiefer, die bei Danklin in Wegeinschnitten zutage treten.

Bemerkenswert ist auch hier das Vorhandensein eines an der Ostrandstörung der Staffelscholle ansetzenden Sattelvorsprungs (Hüinghäuser Schichten des Rammberges) in gleicher tektonischer Position wie die Spezialsättel von Friedlin sowie von Mesten südwestlich Herscheid.

Im östlichen Teil der Aufwölbung tritt eine Gliederung in einzelne Großstaffeln nicht mehr so deutlich in Erscheinung, zumal der südliche Sattelrand weithin von Gehängeschutt überdeckt ist. Sehr klar kommt jedoch wiederum ein Aufsteigen der Sattelachse in östlicher Richtung in der Verbreitung der einzelnen Horizonte zum Ausdruck. Da die Sattelachse jenseits der Ostrandstörung der Elsener Staffel sprunghaft eintaucht, wiederholt sich im östlichen

Teil des Sattels im großen und ganzen das tektonische Bild des westlichen Sattelgebietes.

Auf der Südflanke des Sattels südlich Hüinghausen und bei Köbbinghausen treten, an zahlreichen Stellen sehr gut aufgeschlossen, wiederum Hüinghäuser Schichten auf. Der Sattelstruktur entsprechend besitzen diese überall südliches Einfallen. Als Einlagerungen finden sich in den fossilreichen mergeligen Schiefern neben Ockerkalken im Liegenden (Ockrige Kalke) Kieselgallen- (Kieselgallenschiefer) und Kalksandsteinbänke, letztere vor allem in dem oberen, sandig-flasrige Schiefer umfassenden Teil der Schichtenfolge (Flaserschiefer). Schürfe haben ergeben, daß die Hüinghäuser Schichten zumindest auf größere Erstreckung hin auf den Köbbinghäuser Schichten (Mittel-Ludlow) abgeschert bzw. auf diese aufgeschoben sind. Diese sind nach dem Sattelkern zu verbreitet und recht gut am Bhf. Hüinghausen sowie im Bachbett am Südausgange von Köbbinghausen aufgeschlossen. Es sind im wesentlichen fossilreiche, z. T. sandige Mergelschiefer mit Einlagerungen von Ockerkalk-Linsen und faust- bis kindskopfgroßen Kalkmergelsteinknollen. Auch die Köbbinghäuser Schichten besitzen südliches Einfallen. Der Sattelkern (Talniederung) besteht aus Oberen Tonschiefern, die offenbar, durch eine Diskordanz vom Hangenden getrennt (Jungkaledonische Faltung), die Unterlage der *Dayia* führenden Schichten bilden; nur bei Frehlinghausen kommt es in den dortigen stark verquetschten und durchschuppten Kieselgallenschiefern zu einem örtlich begrenzten Auftreten des Grauwackenschiefer-Horizontes.

Weiter im Osten, am Gasthaus Bremkerlinde, sodann bei Holthausen und Hechmecke auf Bl. Plettenberg finden sich im Bereiche der Sattelachse nur noch Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes (Straßenanschnitt nördlich Bremkerlinde, Hohlweg westlich Hechmecke). Das Auftreten der Oberen Tonschiefer bleibt auf die Sattelflanken beschränkt (bei Holthausen ist der Südflügel des Sattels von Gehängeschutt und von der jungen Talfüllung verdeckt). Aufschlüsse in den Oberen Tonschiefern bieten hier die Hohlwege westlich und bei Holthausen (Oberdorf) sowie am Sattelrand 650 m nordwestlich Hechmecke.

Östlich der Querstörung, der das Hechmecker Tälchen folgt, erreicht die Heraushebung des Sattels ein zweites Maximum. Wie bei Elsen, so treten nunmehr auh hier im Sattelkern, und zwar im Hohlweg nordwestlich Marl, *Tomaculum* führende Schichten des Unteren Tonschiefer-Horizontes (hier auch mit Graptolithen) heraus, wobei insbesondere die einem tieferen Niveau angehörenden Gelbschiefer weiter verbreitet sind. Das Auftreten der Grauwackenschiefer bleibt auf die Sattelflanken beschränkt.

Bei Hechmecke, wo die Sattelachse nahe dem Nordrande der Antiklinale verläuft, finden sich rauhe Schiefer auf dem Südflügel des Sattels. Diese treten in den Hohlwegen östlich des Dorfes heraus. Auf der südlichen Talseite, östlich des Bahnhofes Plettenberg-Oberstadt, wurden am Sattelrand fossilführende Hüinghäuser Schichten festgestellt (Weganschnitt am Waldrande südlich „Wbh." der Karte, Taf. 19). Möglicherweise könnten nach der Talaue zu unter der Schuttdecke noch Obere Tonschiefer vorhanden sein, die sonst nur noch in einer kleinen Mulde dicht nördlich Hechmecke nachweisbar sind.

Östlich Marl findet sich ein letztes Vorkommen von Grauwackenschiefern auf dem Nordflügel des Sattels. Im Gebiete der Südvorstadt von Plettenberg wird im übrigen der Sattel aus Graptolithen führenden Schichten des Unteren Ton-

schiefer-Horizontes, vorwiegend Gelbschiefern, gebildet (s. u.). In der schmalen Senke östlich Plettenberg sind schließlich innerhalb des Sattels nur noch Untere Tonschiefer verbreitet, die südwestlich Bracht an einer Querstörung gegen Verse-Schichten (Oberes Untergedinne) absetzen. Damit endet der nördliche Ebbe-Teilsattel.

Wie der kurze tektonische Überblick zeigt, wird der nördliche Ebbe-Teilsattel durch eine im Tal des Elsebaches zwischen Elsen und Hüinghausen verlaufende größere Querstörung in zwei Hälften zerlegt, die einen sehr ähnlichen Aufbau besitzen. Dies ist dadurch bedingt, daß sich beiderseits der Störung die Sattelachse in gleicher Weise nach Osten hin heraushebt. Demgemäß treten von Westen nach Osten immer ältere Horizonte im Kern der Aufsattelung zutage, übereinstimmend in beiden Hälften zunächst Hüinghäuser Schichten bzw. Obere Tonschiefer, dann Grauwacken- (bzw. Kieselgallen-) Schiefer und schließlich Untere Tonschiefer. Letztere finden sich also jeweils am Ostende beider Hälften, d. h. in der Elsener Staffel und bei Plettenberg. Hier auf Bl. Plettenberg war die Heraushebung noch ein wenig stärker als bei Elsen; bei Marl und in Plettenberg tritt die in der Elsener Staffel nur in einer kleinen Baugrube beobachtete Wechsellagerung des Gelbschieferniveaus in breiterem Ausstrich zutage.

Zusammenfassend ergibt sich damit, daß ältere Schichten als Untere Tonschiefer, wenn sie überhaupt im Ebbe-Sattel vorhanden waren, nicht auf Bl. Herscheid, sondern nur am Ostende des nördlichen Ebbe-Teilsattels bei Plettenberg auf Bl. Plettenberg zu suchen waren, also in einem Gebiet, in dem man noch vor kurzem nicht einmal mit dem Vorhandensein ordovicischer Schichten rechnete.

III. Die Schichtenfolge in den Ziegeleigruben von Plettenberg-Oberstadt

Einen besonders tiefen Einschnitt in die Gelbschiefer von Plettenberg bieten die Ziegeleigruben von C. Loos (nördliche Grube) und der Gebr. Wirth (südliche Grube) an der Hindenburgstraße am Südausgange der Stadt.

Vor einigen Jahrzehnten hat man hier von der Straße aus an dem damals bis an diese heranreichenden Steilhang zum Elsebach mit dem Abbau stark lehmig verwitterter Schiefer begonnen. Dieser ist heute etwa 80—90 m bergeinwärts fortgeschritten, örtlich bis an den in südlicher Richtung zum Österbachtal führenden Hohlweg, der demnächst zur Einstellung der Schiefergewinnung in östlicher Richtung zwingt.

In beiden Ziegeleigruben stehen Gelbschiefer bis zu einer Höhe von 10—12 m an. Sie werden von einem 2—5 m mächtigen Gehängelehm überlagert, der besonders im Gebiete seiner größten Mächtigkeit, an der Nordwand der Loos'schen Grube, Grauwackenschutt in größerer Menge enthält und hier daher nur schlecht mit zur Ziegelherstellung zu verwenden ist.

Am Fuße der Gelbschiefer fiel beim Betreten der Loos'schen Grube[4]) (s. Abb. 1) eine blauschwarze, plastische, tonige Masse auf, auf deren Oberfläche zahlreiche kleinere Schichtquellen in flachen, vielfach verzweigten Rinnsalen ihren Lauf

[4]) Herrn Fabrikbesitzer Carl Loos sei an dieser Stelle für die freundliche Unterstützung gedankt, die mir bei den Arbeiten und Fossilaufsammlungen in der Ziegeleigrube zuteil wurde.

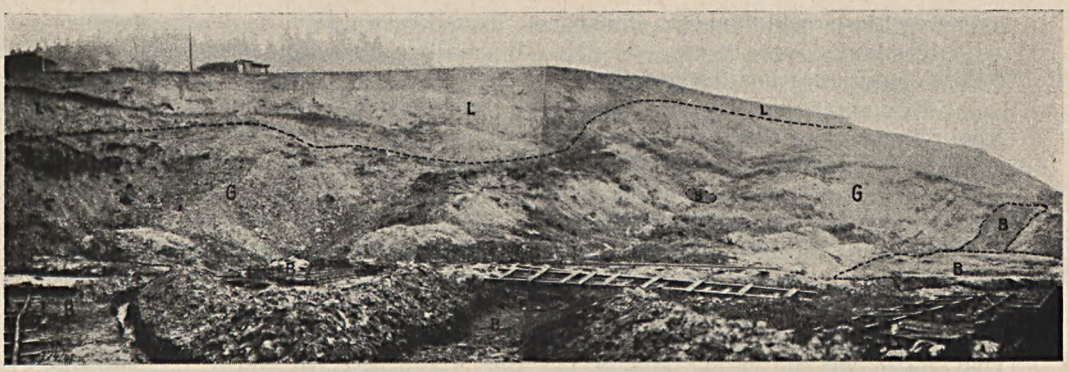


Abb. 1. Gesamtansicht der Ziegeleigrube von C. Loos in Plettenberg. B = Bänderschiefer, G = Untere Tonschiefer (Gelbschiefer), L = Gehängelehm und -schutt, AL = Abgerutschte Diluvialdecke. Aufn. d. Verf. Mai 1940

nahmen (Abb. 2). Das Vorkommen dieser tonigen Massen ließ keinen Zweifel, daß diese vor kurzem unter den terrassenförmig an der östlichen Grubenwand herabgebrochenen Gelbschiefern hervor- und in die Grube hineingedrungen waren. Trotz der für altpaläozoische Sedimente unseres Gebietes ungewöhnlichen lithologischen Beschaffenheit war nicht daran zu zweifeln, daß es sich hier um das Liegende der Gelbschiefer bzw. Unteren Tonschiefer handelte. Damit war die Auffindung der ältesten Schichten im Rheinischen Schiefergebirge (außerhalb des Venns), der „Plettenberger Bänderschiefer", gelungen.

Wenn diese Gesteinsserie von W. E. Schmidt weder in seiner Arbeit über „Das nordöstliche Ende des Ebbe-Sattels" (1920), noch in den Erläuterungen zu Bl. Plettenberg (1924) erwähnt wird und damals auch nicht die Auffindung der in dieser Schichtenfolge nicht seltenen Graptolithen gelang, so erklärt sich dies einfach aus der Tatsache, daß die Plettenberger Bänderschiefer z. Z. der geologischen Aufnahme des Gebietes (1914—1918) noch nicht aufgeschlossen waren. Erst vor etwa einem Jahrzehnt sind die gebänderten Schiefer zum ersten Male angeschnitten worden.

C. Die petrographische Beschaffenheit der Plettenberger Bänderschiefer

Die Plettenberger Bänderschiefer, die von den Grubenarbeitern als „Blauer Ton" oder „Blauer Letten" bezeichnet werden, stellen eine im wesentlichen aus graublauen, dickspaltenden, sandgebänderten, tonigen Schiefern bestehende Schichtenfolge dar, die bei höherem Wassergehalt plastisch wird und dann eine dunkle, tiefblaue Farbe besitzt. Die Schichtflächen des Gesteins sind mit kleinen Glimmerschüppchen in mehr oder minder großer Anzahl bedeckt; ebenso schwankt der Gehalt an Feinsand. Tonige und feinklastische Lagen wechseln in rhythmischer Folge. Da längs der gröberklastischen Lagen eine sekundäre Entfärbung stattgefunden hat, besitzt das Gestein eine charakteristische helle Bänderung, die vielfach von wolkiger Beschaffenheit ist. Als seltene Einlagerung finden sich feste, hellgraue, feinkörnige, glimmerführende Sandsteine in

kleineren Linsen und dünneren Bänkchen. Bemerkenswert sind in den Sandsteinen zahlreiche kleine, verwitterte Feldspäte. Ein Kalkgehalt wurde, ebenso wie in den Gelbschiefern, nirgends festgestellt.

Fein imprägniert, vielfach aber auch in kleineren, erbsengroßen, knolligen Konkretionen tritt Pyrit auf, dessen Vorhandensein auch in den Gelbschiefern in den schwefeligen Abgasen des Ringofens bemerkbar wird. Als Kluftfüllung tritt ein weißes, talkartiges Tonerdemineral (Kaolin?) auf, das sich u. a. auch im Anschnitt der Schichtflächen findet und möglicherweise aus der Zersetzung von Feldspat, der sich unter den feinklastischen Komponenten findet, hervorgegangen ist. Zahlreiche mit den aufgepreßten Gesteinsmassen zutage getretene Quarzblöcke zeigen, daß nicht nur die Gelbschiefer im Hangenden, sondern auch die Bänderschiefer im Liegenden von Quarzgängen durchzogen sind. Diese erreichen eine Stärke bis zu ¼ m. Abgesehen von der geringeren Härte besitzen die Bänderschiefer große Ähnlichkeit mit den dickspaltenden, jedoch festeren Bänderschiefern der Gelbschiefer und verwittern auch wie diese vorwiegend bröcklig. Petrographisch läßt sich ein kontinuierlicher Übergang vom Liegenden zum Hangenden feststellen. Die dickspaltenden, glimmerführenden, tonigen Schiefer, die die Sandbänderschiefer unmittelbar überlagern, werden allmählich fester. Zugleich nimmt die Anzahl der nunmehr durch Beimengung eisenhaltiger Mineralien gelblichbraun gefärbten Bänder zu, so daß das gesamte Gestein gelblichbraun gefärbt erscheint („Gelbschiefer"). Nach oben hin stellen sich dann auch die ersten Zwischenlagen von blauschwarzen, milden, ebenspaltenden Schiefern ein, die ebenfalls intensiv gelblichbraun verwittern (Wechsellagerung, s. Abschnitt B, I). Zur Zeit der Begehung war ein offenbar auf der plastischen Unterlage talwärts abgeglittenes Paket derartiger Schiefer in der Loos'schen Ziegeleigrube auf der Südseite des Fabrikneubaues aufgeschlossen. Diesem Anschnitt entstammt auch der einzige Graptolithenfund, der bisher den in den Ziegeleigruben zutage tretenden Gelbschiefern abgerungen wurde (s. S. 245).

Die Mächtigkeit der Plettenberger Bänderschiefer läßt sich auch nicht annähernd schätzen. Ein alter, heute nicht mehr zugänglicher Brunnen dicht nördlich des Loos'schen Ringofens soll in seiner gesamten Tiefe von 20 m im „Blauen Ton" gestanden haben. Da über die Lagerung des Untergrundes im Brunnengebiet nichts bekannt ist, wäre es verfehlt, aus der Brunnentiefe eine größere Mächtigkeit der gebänderten Schiefer zu folgern. Immerhin dürfte, dem Ausmaß der Aufpressungen in der Loos'schen Ziegeleigruppe nach zu urteilen, die Mächtigkeit der Plettenberger Bänderschiefer nicht gering sein.

D. Die Verbreitung der Plettenberger Bänderschiefer

(Vergl. hierzu die Spezialkarte auf Taf. 19.)

I. Allgemeine Übersicht

Wie im Abschnitt B II ausgeführt wurde, werden die beiden Kernzonen des Ebbe-Sattels von zahlreichen Südost-Nordwest verlaufenden Querstörungen durchzogen und von diesen in eine größere Anzahl schmaler Staffelschollen (Kulissen) zerlegt. An eine solche Staffel ist das Gelbschiefervorkommen von Plettenberg-Oberstadt gebunden, auf das die Verbreitung der Plettenberger Bänderschiefer beschränkt bleibt.

Die Gelbschiefer bilden in dieser Kulisse den Kern des hier etwa 1 km breiten Sattels, der asymmetrischen Bau besitzt. Während am Südost-Rande der Scholle tiefere Verse-Schichten auf den alten Schiefern abgeschert sind, treten auf der Nordflanke des Sattels, am Westhange des Elsebachtales, noch Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes zutage. Die Grenze gegen die Unteren Tonschiefer verläuft in etwa südwest-nordöstlicher Richtung über den Wegknick 450 m östlich Gehöft Marl. Den Nordrand des Sattels bildet eine Ostwest-Verwerfung nordöstlich Marl, an der die Grauwackenschiefer an das Unterdevon (*cultrijugatus*-Schichten) der Sattelumrandung stoßen.

Der Verlauf der Südrandstörung der Kulisse und damit die südliche Begrenzung des Gelbschiefervorkommens zeichnet sich deutlich im Gelände ab. Etwa 100 m südlich Pkt. 252 setzt sie an der westlichen Randstörung der Staffel an und zieht sich in Richtung 65 ° quer über den Westhang des Österbachtales hinweg bis zur Talstraße. Diese quert sie etwa 50 m südwestlich des Eingangs zur Schade'schen Metallwarenfabrik.

Die schon in der geologischen Karte (Bl. Plettenberg) von W. E. Schmidt (1924) eingetragene Ostrandstörung der Kulisse tritt morphologisch ebenfalls sehr schön heraus. Hier sind die milden Gelbschiefer gegen die widerstandsfähigeren Schiefer und Sandsteine der Verse-Schichten verworfen. Aus südfallendem Ebbe-Sandstein besteht der annähernd 300 m hohe Hirtenböhl (Denkmal), über dessen Westhang die Nordnordwest streichende Querverbindung verläuft. Sie folgt damit etwa parallel dem Hohlweg, der von der Innenstadt zum Österbachtal führt. Gegenüber dem Eingang zur Schade'schen Fabrik, dort, wo der hangwärts führende Fußweg beginnt, erreicht die Störung die Talstraße. Unmittelbar neben der Verwerfung liegt der Anschnitt der zur Schade'schen Fabrik gehörenden Garage, in dem die Plettenberger Bänderschiefer unter den Gelbschiefern hervortreten (s. Abb. 5). Dicht östlich der Störung sind an der Talstraße in einem neueren Anbruch 82 ° streichende und mit 35 ° nach Süden einfallende dickere Sandsteinbänke der Verse-Schichten aufgeschlossen. Auf der Ostseite des Österbachtales läßt sich die Störung, an der hier Bunte Ebbe-Schichten gegen Verse-Sandstein verworfen sind, noch weiter nach Südosten hin verfolgen. Im Norden dagegen verschwindet die Störung nordwestlich des Hirtenböhl bald unter Terrassenlehm und -schutt.

Auch die in Richtung 145 ° quer über den Rücken des Hirtenböhl hinweg bis in die Gegend von Marl verlaufende Westrandstörung der Staffel läßt sich im Gelände gut verfolgen. Südlich Pkt. 252 (am Südende der Hindenburgstraße in Plettenberg), dort, wo der Feldweg nach Süden abzweigt, fällt die Störung mit der Straße zusammen. Hier sind auf der östlichen Straßenseite bunte Grauwackenschiefer der Verse-Schichten angeschnitten, während an der gegenüberliegenden Böschung ockerfarbig verwitterte Mergelschiefer heraustreten, die am Waldrande weiter südlich Fauna (kleine feinrippige Brachiopoden) geliefert haben (vermutlich Hüinghäuser Schichten). Auf der Westseite des Elsetales ist die Störungszone im Straßenanschnitt oberhalb des Eisenbahneinschnittes nordöstlich Bhf. Plettenberg-Oberstadt aufgeschlossen. Gegenüber dem ersten Hause sind Graptolithen führende milde, ebenspaltende Tonschiefer des Gelbschieferniveaus gegen rauhere Schiefer des Grauwackenschiefer-Horizontes verworfen. Westlich Marl wird schließlich der Verlauf der Störung durch mehrere Quellaustritte gekennzeichnet.

Nur innerhalb des so umgrenzten, knapp ½ qkm großen und im Durchschnitt nur etwa 500 m breiten Gebietes von Gelbschiefern sind im nahen Untergrund

die Plettenberger Bänderschiefer verbreitet. Sie treten jedoch nur an wenigen Stellen zutage.

II. Vorkommen

Ihre Hauptverbreitung besitzen die sandgebänderten Schiefer in der Ziegeleigrube von C. Loos. Von mehreren Entwässerungsgräben tiefer angeschnitten treten sie hier dicht östlich und südlich des Fabrikneubaues an der Grubensohle flächenhaft heraus. Z. Z. der Begehung (1939/40) waren die Schiefer ferner in einigen in letzter Zeit entstandenen salzstockartigen Aufpressungen innerhalb abgerutschter Gelbschiefermassen auf der Ost- und Südseite der Grube aufgeschlossen und in Abbau begriffen[5]). Die etwa 5 m breite und 3½ m hohe Durchspießung südlich des Fabrikneubaues (s. Abb. 2) hat sich als bedeutender Fossilfundpunkt erwiesen.

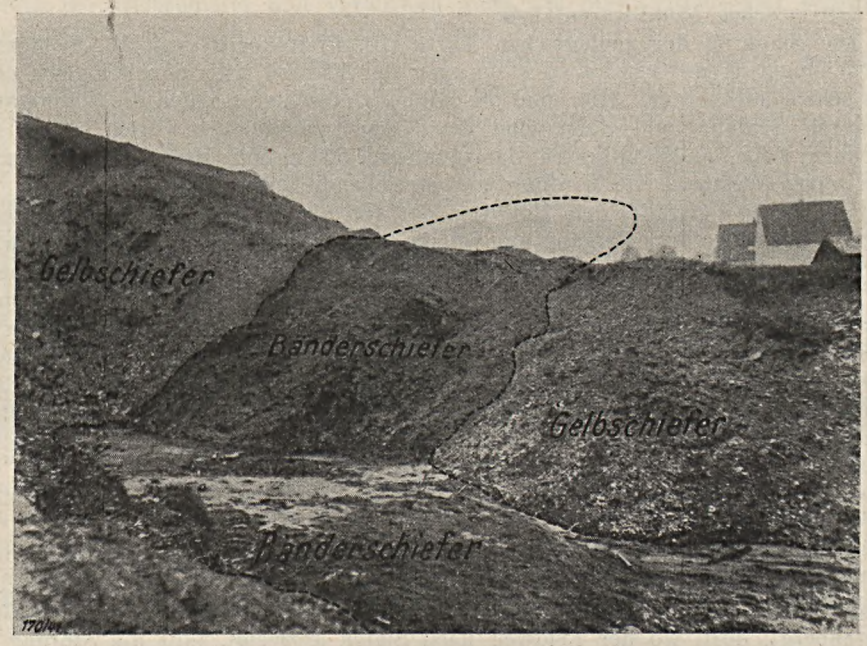


Abb. 2. Bänderschiefer-Aufpressung am Südrande der Ziegeleigrube von C. Loos in Plettenberg. Höhe des Anschnittes 3½ m. Im Vordergrunde sieht man die in zahlreichen Rinnsalen auf der nur schwer durchlässigen Oberfläche der Bänderschiefer ablaufenden Schichtwässer. Aufn. d. Verf. Mai 1940

In der Ziegeleigrube der Gebr. Wirth werden nur die Gelbschiefer abgebaut. Bei den verschiedenen Besuchen während der beiden letzten Jahre waren daher die Bänderschiefer, die auch hier die Grubensohle bilden, nur an wenigen Stellen geringer Ausdehnung am Fuße der senkrechten östlichen Abbauwand angeschnitten. Fossilien haben sich hier bisher nicht gefunden.

[5]) Die fetten Bänderschiefer bilden ein willkommenes Zuschlagsmaterial zu den mageren Gelbschiefern, insbesondere auch zum Gehängelehm. Die Mischung ergibt einen ausgezeichneten Ziegelstein von klinkerartiger Beschaffenheit.

Westlich der Ziegeleigruben sind die sandgebänderten Schiefer gelegentlich bei Kanalisationsarbeiten in der Hindenburgstraße angetroffen worden. Oberflächlich weisen die im Straßenpflaster vorhandenen Wellen, die eine öftere Ausbesserung erforderlich machen, auf einen nur wenig standfesten Untergrund hin. Im Tal selbst dürften die Plettenberger Bänderschiefer unter den jungen Sand- und Kiesaufschüttungen der Else noch weitere Verbreitung besitzen. In einer Topfmacherei, die vor Jahren neben der Lohgerberei Schulte in der Herscheider Straße bestand, soll der „Blaue Ton", der also schon damals bekannt gewesen sein muß, Verwendung gefunden haben.

Auf der Westseite des Elsetales sind überall nur tiefere Gelbschiefer aufgeschlossen, so im Eisenbahn- und Straßenanschnitt nordöstlich vom Bhf. Plettenberg-Oberstadt.

Östlich der Ziegeleigruben läßt sich das Gelbschiefervorkommen morphologisch sehr schön über den Bergrücken südlich des Hirtenböhl hinweg bis in das Tal des Österbaches verfolgen. Gegenüber der Schade'schen Fabrik stoßen die alten Schiefer auf einer Länge von etwa 50 m an die Talstraße. Die tonige Unterlage der Gelbschiefer wurde bei der Ausschachtung des auf halber Hanghöhe gelegenen, zur Schade'schen Fabrik gehörenden 6 m tiefen Brunnens angetroffen, wie die Schutthalde zeigt. Die hier ausgeworfenen Bänderschiefer haben Fossilreste geliefert. Zutage treten die Bänderschiefer unterhalb des Brunnens im Garagen-Anschnitt gegenüber dem Eingang zur Fabrik. Die Grenze gegen die überlagernden festeren Gelbschiefer ist hier sehr schön aufgeschlossen (s. Abb. 5). Der 3 m tiefe Brunnen dicht hinter dem Garagengebäude, der ebenso wie der obere Brunnen von den Schichtwässern gespeist wird, die auf dem nur schwer durchlässigen tonigen Untergrund ablaufen, steht in den Plettenberger Bänderschiefern.

E. Die Lagerungsverhältnisse im Kern des Ebbe-Sattels in Plettenberg-Oberstadt

I. Die Lagerung der Bänderschiefer

Die Kenntnis der tektonischen Verhältnisse der Bänderschiefer wird dadurch erschwert, daß diese in dem Hauptvorkommen an der Hindenburgstraße in Plettenberg nirgends mehr eindeutig primäre Lagerung besitzen.

Wie bereits bemerkt, sind die Bänderschiefer unter den an der Ostwand der Loos'schen Ziegeleigrube terrassenförmig abgebrochenen Gelbschiefer- und Gehängelehmmassen hervor- und in die Grube hineingedrungen, wobei sie z. T. das abgerutschte Hangende in größeren salzstockartigen Aufpressungen durchspießt haben (vgl. Abb. 2 u. 4). Diese z. Z. noch andauernden Bewegungsvorgänge, die zwar einerseits den Abbau der Schiefer erleichtern, anderseits aber zur Vermeidung von Beschädigungen des Hohlweges und der an diesem liegenden Äcker und Gärten zu einer — der Verbreitung der Schiefer nach — vorzeitigen Einstellung der Schiefergewinnung in östlicher Richtung zwingt[6]), sind nicht durch tektonische Kräfte zur Auslösung gelangt. Viel-

[6]) Einem weitgehenden Abbau der Ziegelei-Schiefer, wie er bei deren Güte und besonderen geographischen Lage im Sinne der Rohstoffverwertung erwünscht wäre, sind zudem noch durch die in den letzten Jahren in der (Schiefer-)Senke am Südsüdwest-Fuße des Hirtenböhl errichteten „Siedlung Radschelle" Grenzen gesetzt.

mehr ist die Ursache dieser Bewegungen in der Eigenschaft der Bänderschiefer zu suchen, übertage bei Wasserzutritt zu quellen und bei zunehmender Durchfeuchtung und Verwitterung in die plastische Konsistenzform überzugehen.

Eingeleitet wurden die Bewegungen aller Wahrscheinlichkeit nach durch den fortschreitenden, flächenhaften Abbau der Gelbschiefer dicht über dem Bänderschieferuntergrund (im Niveau der noch heute südlich des neuen Fabrikgebäudes teilweise erhaltenen alten Grubensohle). Die damit verbundene Druckentlastung, die eine Änderung im Kapillardruck des Porenwassers zur Folge haben mußte, führte, wie wir annehmen können, innerhalb der hangenden Bänderschiefer zu einer gesteigerten Aufnahme der sich auf dem schwer durchlässigen Untergrunde stauenden Tagewässer und damit zu einer Quellung. Der bei dieser nach obenhin wirksame Druck war vor etwa einem Jahrzehnt Ursache von Hebungen und Durchspießungen der dünnen Gelbschieferdecke und damit des ersten Auftretens der alten Bänderschiefer überhaupt.

Dieselben primären Bewegungsvorgänge innerhalb der Bänderschiefer gaben bei dem nunmehr einsetzenden Abbau auch dieser für die Ziegelherstellung willkommenen Schiefer (vgl. Anm. 5) den Anstoß zu den Abrutschungen an der Ostwand (vgl. Abb. 1, 3 u. 4).

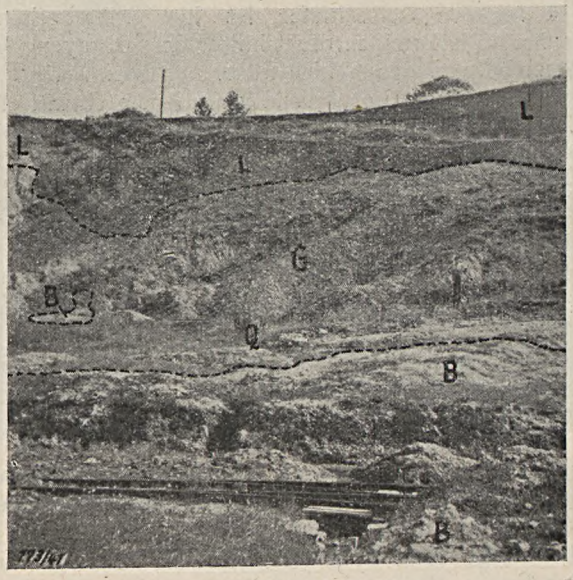


Abb. 3. Teilansicht der Ziegeleigrube von C. Loos in Plettenberg. Im Hintergrund sieht man die auf den plastischen Bänderschiefern (B) terrassenförmig abgerutschten Gelbschiefer- (G) und Gehängelehm- (L) Massen der Ostwand. Q = Quarzblöcke.
Aufn. d. Verf. Sept. 1940

Der ungleichmäßige Abbau der Gelbschiefer über den tonigen Schichten führte auch hier zu Quellungen. Die an der Sohle der Grube angeschnittenen Bänderschiefer ließen, ihres seitlichen Widerlagers beraubt, den bei der Quellung auftretenden seitlichen Druck wirksam werden. Er führte zu einem Hervor-

quellen der Bänderschiefer unter den Gelbschiefern. Eine entsprechende Setzung der auflagernden Schiefer, verbunden mit einem Abgleiten der Schollen auf der plastischen Unterlage war die Folge. Die Abbrüche lösten nun ihrerseits zufolge des Belastungsdruckes weitere Bewegungen in der Grube selbst aus. Dabei kam es zur Entstehung kleinerer Bänderschieferbuckel und größerer Aufpressungen (s. Abb. 2), deren Ausmaß, wie ein um etwa 5 m gehobenes Gleis der Feldbahn zeigt, nicht unbeträchtlich war.

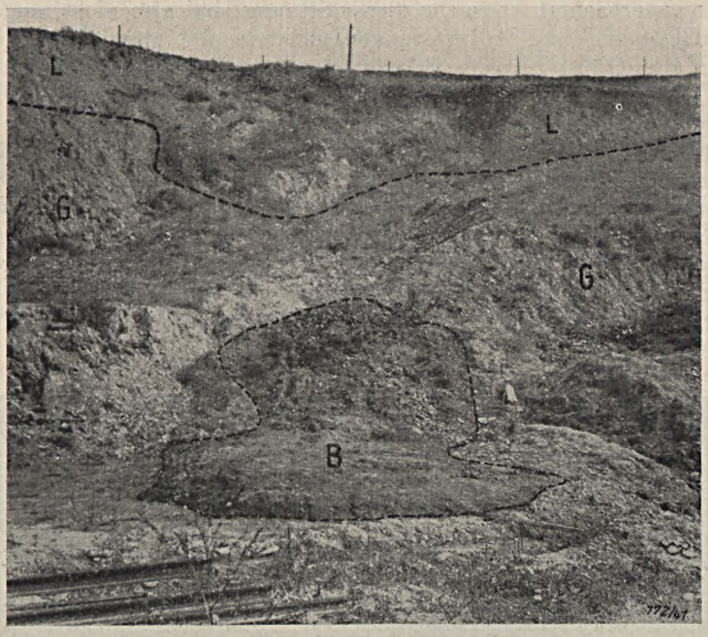


Abb. 4. Teilansicht der Ziegeleigrube von C. Loos in Plettenberg. Im Vordergrunde sieht man einen der Bänderschiefer-Aufbrüche am Fuße der Ostwand. B = Bänderschiefer, G = Untere Tonschiefer (Gelbschiefer), L = Gehängelehm und -schutt (z. T. abgerutscht). Aufn. d. Verf. Sept. 1940

Mit dem Niederbrechen der ersten Schollen wurde ein Bewegungsprozeß eingeleitet, der bisher noch nicht zur Ruhe gekommen ist. Nicht nur wird dieser durch den nach Osten hin fortschreitenden Abbau immer neu belebt, sondern das Gestein arbeitet auch selbst an den im Zusammenhang mit den Abbrüchen entstandenen (Zerrungs-) Rissen und Spalten, in die das Wasser eindringen kann. Weitere Rutschungen längs dieser Flächen geringsten Widerstandes („sekundäre Gleitflächen") sind die Folge. Aber auch die primären Bewegungsvorgänge innerhalb der Bänderschiefer, in denen die Verwitterung längs der durch wiederholtes Schrumpfen und Quellen entstandenen Risse fortschreitet, dauern an. Ein Stillstand dieser Bewegungen ist erst dann zu erwarten, wenn die Schiefermassen nach Einstellung des Abbaues an der Ostwand durch entsprechende Setzung ihr stabiles Gleichgewicht wieder erlangt haben.

In der südlich benachbarten Ziegeleigrube der Gebr. Wirth haben größere Bewegungsvorgänge dieser Art nicht stattgefunden. Von einem Abbau der Bänderschiefer hat man hier aus technischen Gründen Abstand genommen[7]). Die Gewinnung der Gelbschiefer wird hier unmittelbar auf der Bänderschieferunterlage vorwärts getrieben und zwar gleichmäßig.

Die Grenze zwischen den Bänderschiefern und den Unteren Tonschiefern zeigt nirgends mehr normale Auflagerung und zwar auch dort, wo im Hangenden noch standfeste Gelbschiefer auftreten, wie in der Ziegeleigrube der Gebr. Wirth und im Garagenanschnitt im Österbachtal. Ursache dieser Störung sind also nicht nur die jungen lokalen Rutschungen und Aufpressungen, sondern die alten Faltungsvorgänge, während der die Grenze als Gleit- bzw. Abscherfläche benutzt und damit das disharmonische Verhalten der beiden auflagernden Horizonte ermöglicht wurde. So blieben die Bänderschiefer in ihrer für paläozoische Sedimente des kaledonisch-varistischen Raumes ungewöhnlichen petrographischen Beschaffenheit erhalten, nachdem bei einer ersten Faltung die Plastizität des Sedimentes nicht verloren gegangen war. Daß sich die Gleitbewegungen im wesentlichen an Ort und Stelle vollzogen und dabei die ursprüngliche Auflagerung erhalten blieb, geht einwandfrei aus dem allmählichen petrographischen Übergang von den Bänder- zu den Gelbschiefern hervor (s. Abschnitt C). Eine Bestätigung dieser Auffassung konnte im übrigen auch biostratigraphisch erbracht werden (s. Abschnitt F).

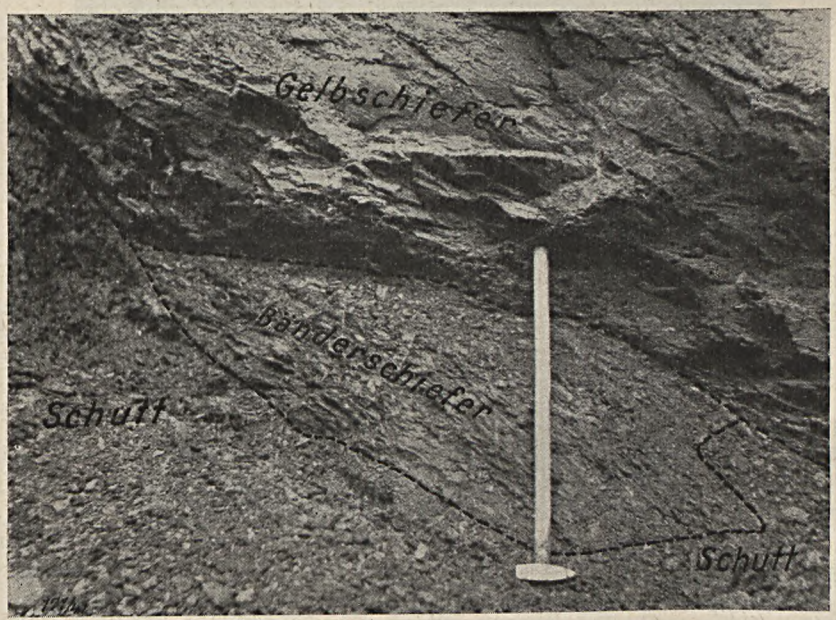


Abb. 5. Grenze zwischen den Bänderschiefern und Unteren Tonschiefern (Gelbschiefern) im Garagenanschnitt gegenüber dem Eingang zur Schade'schen Metallwarenfabrik im Österbachtal bei Plettenberg. Aufn. d. Verf. Sept. 1940

[7]) Bei einem Abbau der Bänderschiefer würde die Grubensohle tiefer als die Hindenburgstraße, über die die Feldbahn führt, zu liegen kommen.

Die Ausbildung der Grenze als Abscherung zeigt sehr schön der Grenzaufschluß an der Garage im Österbachtal (Abb. 5). Wie die Gleitspuren (Harnische) innerhalb der obersten Bänderschiefer und deren Auflösung in einzelne kleine Schüppchen mit talkartiger Oberfläche (Einschleppung feinster Serizitschüppchen in die Gleitbahn) beweisen, hat die Bewegung auch die hangenden Schichten des Untergrundes mit erfaßt.

In der Ziegeleigrube der Gebr. WIRTH sind die Bänderschiefer nur gelegentlich aufgeschlossen, außer an der Grubensohle selbst in kleineren Buckeln und „Linsen" am Fuße der senkrechten Ostwand, an der auch hier abgebaut wird. Die Bänderschiefer der „Linsen", vorwiegend wohl Anschnitte kleinerer Aufpressungen außerhalb deren Wurzel[8]), zeigen eine scheinbar innige Verwachsung mit den Gelbschiefern. Hervorgerufen wird diese durch die gemeinsame Verschieferung. Im Zusammenhang mit den Gleitbewegungen sind während der Faltung also offenbar Schiefer der plastischen Unterlage in die Gelbschiefer eingepreßt worden. Neben den ganz jungen Aufpressungen haben wir demnach auch sehr alte, die im Gegensatz zu diesen tektonischer Natur sind. In der Ziegeleigrube von C. LOOS wurden, bedingt durch die Aufschlußverhältnisse, derartige alte Einpressungen nirgends beobachtet. Weder die in den jungen, noch in den alten Aufpressungen zutage tretenden Bänderschiefer gestatten einen Rückschluß auf die ursprüngliche Lagerung; eine Messung des Streichens und Fallens der Schiefer ist hier zwecklos. Aber auch in den Bänderschiefern im Anschnitt an der SCHADE'schen Garage im Österbachtal liefern Messungen kaum reelle Werte (so streicht hier die Schieferung 180 ° !). Ganz abgesehen davon, daß nicht mit Sicherheit zu entscheiden ist, ob hier eine alte Aufpressung vorliegt oder nicht, findet sich das Vorkommen in unmittelbarer Nachbarschaft der Ostrandstörung der Staffel (s. S. 233). Am ehesten dürften noch die an der Sohle der LOOS'schen Ziegeleigrube heraustretenden Schiefer primäre Lagerung besitzen. Diese sind hier jedoch oberflächlich so stark und tiefgründig verwittert, daß z. Z. der Begehung nur eine einzige Messung und zwar im Grabeneinschnitt dicht östlich des neuen Fabrikgebäudes möglich war. Sie ergab ein Streichen von 30 ° bei einem südöstlichen Einfallen von 25 °. Bemerkenswert ist, daß hier die Oberfläche der Bänderschiefer nahezu horizontal liegt. Dicht hinter der Ziegelei werden die Bänderschiefer, wie es scheint, unmittelbar von Gehängelehm und -schutt überlagert. In der Grube selbst finden sich über dieser Fläche auch Gelbschiefer, die offenbar nicht anstehen, sondern umgelagert sind. Sie sind allem Anschein nach auf die Bänderschiefer abgerutscht, was auch von den diluvialen Bildungen anzunehmen ist. So ist die ebene Bänderschieferoberfläche wohl kaum tektonisch bedingt (Auftreten der Bänderschiefer im Sattelfirst). Wahrscheinlicher ist, daß hier ein alter Talboden des Elsebachtales vorliegt, der in frühalluvialer Zeit an dem entstandenen Steilhang bedeutendere Gehängerutsche auslöste.

Zusammenfassend läßt sich also aus dem Auftreten der Bänderschiefer kein Bild von den Lagerungsverhältnissen im Sattelkern gewinnen.

---

[8]) Möglicherweise handelt es sich bei einigen der „Linsen" auch um wurzellose Schollen, also um Bänderschieferschollen, die den Zusammenhang mit der Hauptmasse der Bänderschiefer verloren haben, also gewissermaßen in die Gelbschiefer eingeknetet worden sind.

II. Die Lagerung der Unteren Tonschiefer

Auch auf Grund der Aufschlüsse in den Unteren Tonschiefern läßt sich der Bau der Antiklinale nur schwer enträtseln. Denn wie überall in den Herscheider Schichten, so macht sich auch in den Gelbschiefern eine intensive Spezialtektonik geltend, die Ausdruck der Vergitterung kaledonischer und varistischer Faltungselemente ist. Zahlreiche, vorläufig nicht näher zu identifizierende Bewegungsflächen mit verschiedener Streichrichtung und wechselndem Fallen durchziehen das in sich verschuppte, zudem stark gefaltete und geschieferte Gestein, das von zahlreichen mit Eisenhydroxyd überzogenen Klüften sowie von Quarzadern durchzogen wird. So wechselt das Streichen und Fallen oft schon auf eine Entfernung von wenigen Schritten, so daß sich im Einzelaufschluß kaum ein zutreffendes Bild von den tatsächlichen Lagerungsverhältnissen gewinnen läßt. Trotz der relativ guten Aufschlußverhältnisse war es daher bislang nicht möglich, einwandfreie Werte für das generelle Streichen und Fallen der Gelbschiefer auf der Westseite des Elsetales zu erhalten. Auf der östlichen Talseite dagegen, d. h. auf dem Südflügel des Sattels, glaube ich auf Grund einer Reihe von Beobachtungen auf ein allgemeines flaches, südliches Einfallen schließen zu können.

So zeigen die standfesten Gelbschiefer an der Ostwand der Ziegeleigrube der Gebr. Wirth im Elsetal überwiegend flacheres südliches Einfallen. Auch in den gleichaltrigen Schiefern in dem schon mehrfach erwähnten Anschnitt der Schade'schen Garage im Österbachtal (s. Abb. 5) wurde südliches Einfallen (30 °) gemessen. Wenn auch hier die unmittelbar benachbarte Ostrandstörung der Kulisse nicht ohne Einfluß auf die Lagerung gewesen sein dürfte, so ist doch eine völlige Umkehr des Fallens kaum anzunehmen. Auch ein ursprüngliches Südfallen der Schichten ist daher wahrscheinlich. Im Einklang damit steht das gleichfalls südliche Einfallen der Grenze zwischen den Bänderschiefern und den Gelbschiefern in diesem Aufschluß. Die Neigung der Grenzfläche beträgt etwa 20 bis 25 °. Schließlich stimmt auch die Messung in den Bänderschiefern an der Sohle der Loos'schen Ziegeleigrube mit dem obigen Schluß überein.

Dafür, daß das Einfallen der Schichten auf dem Südflügel des Sattels ziemlich flach sein muß, spricht übrigens auch der relativ breite Ausstrich der Gelbschiefer[9]), die ja nur den unteren, wenn auch mächtigeren Teil der Unteren Tonschiefer bilden, deren Gesamtmächtigkeit auf nur 150 m geschätzt wird.

Bemerkenswert ist das Auftreten der beiden Bänderschiefervorkommen diesseits und jenseits des Bergrückens zwischen dem Else- und Österbachtal in fast gleicher Höhenlage (etwa 240 m über NN.). Wenn diese Tatsache auch durch eine streichende Verwerfung mit Schichtenverdoppelung erklärt werden könnte, so ist doch in einem alpinotyp gefalteten Gebiet, wie es das unsrige ist, die Annahme einer Spezialfaltung wahrscheinlicher. Da im Sauerland stehende Sättel zumindest ungewöhnlich sind, dürfte auch diese Spezialfaltung eine Vergenz besitzen. Wollen wir nicht dem Zufall Rechnung tragen, daß in beiden Bänderschiefer-Vorkommen ausgerechnet Schichten im Sattelfirst aufgeschlossen sind, so bleibt bei dem beiderseitigen flachen Südfallen nur die Annahme nordwärts überkippter, also nordvergenter Spezialsättel mit südfallender Achsenebene.

---

[9]) Möglicherweise sind diese auch noch unter der Aue des Elsetales verbreitet.

III. Der Bau des Sattels

(Vgl. hierzu das Profil auf Taf. 19)

Die aus der Lagerung der Gelbschiefer gefolgerte Spezialfaltung mit flachen, nordvergenten Sätteln läßt, übertragen auf den Großbau des Sattels, den Rückschluß zu, daß die Bänderschiefervorkommen von Plettenberg-Oberstadt dem flachen Schenkel einer großen liegenden, nordvergenten, in sich bewegten Falte mit steil südfallender Achse angehören. Demnach liegen die Gelbschiefer auf der Westseite des Elsetales auf dem steilen und überkippten nördlichen Schenkel dieser Falte. Über die nähere Lage der Falten- resp. Sattelachse und den Grad ihres Einfallens lassen sich keinerlei exakte Angaben machen. Daß die Achse durch die Loos'sche Ziegeleigrube streicht, ist zwar nicht ausgeschlossen, jedoch angesichts des noch südlichen Einfallens der Gelbschiefer in der Ziegeleigrube der Gebr. Wirth (vgl. auch die oben erwähnte Messung in den Bänderschiefern selbst) weniger wahrscheinlich. Eher ist anzunehmen, daß die vermutlich Nordost streichende Sattelachse zwischen der Loos'schen Ziegeleigrube und der Überquerung des Elsebaches in der Herscheider Straße (Entfernung 300 m) hindurch und damit in der Niederung des Elsetales verläuft. Eine Verbreitung der wenig widerstandsfähigen Bänderschiefer im Taltiefsten würde mit den morphologischen Verhältnissen durchaus im Einklang stehen.

Am Nordflügel der Großfalte folgen, wie bereits im Abschnitt D erwähnt, nach dem Rande des Sattels zu auf die Unteren Tonschiefer Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes. Da hier offenbar tiefere Schichten des Gelbschieferniveaus (ohne *Tomaculum*), die 500 m südöstlich von Marl im Eisenbahneinschnitt und an der Straße gut aufgeschlossen sind, unmittelbar an Grauwackenschiefer stoßen, ist an der Grenze eine Störung anzunehmen. Angesichts der gefolgerten Nordvergenz im Faltenbau ist für diese Störung, ebenso wie auch für die nördliche Randverwerfung des Sattels, ein steileres Südfallen und damit eine Deutung als Überschiebung wahrscheinlich. Auch die Abscherung am südlichen Sattelrand dürfte steileres Einfallen nach Süden hin besitzen.

Die auf Grund der bisher möglichen Beobachtungen gewonnene Vorstellung vom Bau der Kernzone des nördlichen Teilsattels des Ebbe-Aufbruches im Gebiete von Plettenberg-Oberstadt veranschaulicht das Profil auf Taf. 19.

In unserm Gebiet besitzt somit der nördliche Ebbe-Teilsattel aller Wahrscheinlichkeit nach nordvergenten Schuppenbau. Die Antiklinale besteht aus zwei Schuppen: einer breiteren südlichen (Hauptschuppe mit Großfalte), in deren Kern die Plettenberger Bänderschiefer heraustreten, und einer schmäleren nördlichen, in der zutage Grauwackenschiefer verbreitet sind. Die Hauptschuppe ist die relativ am weitesten herausgehobene Gesteinsscholle nicht nur des Sauerlandes, sondern des gesamten Rheinischen Schiefergebirges (außerhalb des Venns). Hier bietet sich daher die Möglichkeit, durch eine nicht allzu tiefe Bohrung die ältesten in diesem Gebiete überhaupt erreichbaren Schichten (tiefstes Ordovicium, Kambrium usw.) zu erschließen, womit ein weiterer wesentlicher Fortschritt in unseren stratigraphischen und paläogeographischen Kenntnissen erzielt werden würde. Darin liegt auch mit die Bedeutung der Auffindung der Plettenberger

Bänderschiefer. Dem Bau des Sattels entsprechend müßte eine solche Bohrung, um die Sattelachse in größtmöglichster Tiefe zu erreichen, nahe dem Südost-Rande der Kulisse, d. h. also etwa im Gebiete der Siedlung Radschelle oder auch im Österbachtale selbst, angesetzt werden.

F. Fauna und Alter der Bänderschiefer

Im Gegensatz zu den anderen Horizonten des bergisch-sauerländischen Ordoviciums, in denen Fossilreste nur recht selten und daher stets als „glückliche" Funde zu bezeichnen sind[10]), haben sich die Plettenberger Bänderschiefer als relativ fossilreich erwiesen. Die Fauna, über die hier nur ein Überblick gegeben werden kann, besteht im wesentlichen aus Graptolithen (vorwiegend Didymograpten). Als Begleitfauna fanden sich Trilobiten, Brachiopoden sowie Malacostraken-Reste. Außerdem sind Kriechspuren (Wülste) als Zeugen vergangenen Lebens am Grunde des Bänderschiefer-Meeres erhalten geblieben.

Schon beim ersten Betreten der Loos'schen Ziegeleigrube im August 1939 fiel dem Verfasser im Beisein des Besitzers ein einzelnes vollständig und körperlich erhaltenes Exemplar von *Didymograptus bifidus* Hall in die Hände. Es fand sich in einer heute von Gelbschieferschutt überdeckten Aufpressung von Bänderschiefern am Nordrande der Grube. Die sofortige weitere Suche an dieser Stelle ergab keine weiteren Funde, und auch die an der Grubensohle heraustretenden Bänderschiefer lieferten nur spärliche Graptolithen-Reste. Dagegen erwiesen sich die Schiefer der noch heute aufgeschlossenen, auf S. 234 erwähnten größeren Durchspießung südlich des Fabrikneubaues (s. Abb. 2) in stärkerem Maße als fossilführend. Binnen kurzer Zeit wurden hier mehrere Dutzend Graptolithen gesammelt, deren helle Abdrücke auf dem trockenen (graublauen) Gestein unschwer zu erkennen sind[11]). Bei der anschließenden mehrtägigen systematischen Suche an dieser Fundstelle, die bis heute die bedeutendste in den Bänderschiefern geblieben ist, wurden neben vielen weiteren Graptolithen sowie einzelnen Malacostraken-Resten als seltene Funde mehrere Trilobitenfragmente sowie zwei Brachiopoden geborgen. Bei diesen Arbeiten wurde der Verfasser von Herrn H. Paul-Berlin tatkräftig unterstützt. Später fanden sich auch in den Bänderschiefern der kleinen Aufpressung etwa in der Mitte der Grube nahe deren Südrand Fossilien und zwar fast ausnahmslos Didymograpten mit weit geöffneten Zweigen.

In der benachbarten Ziegeleigrube der Gebr. Wirth war bisher in den hier nur spärlich aufgeschlossenen Bänderschiefern jegliche Fossilsuche vergebens. Dagegen haben sich auf der Brunnenhalde gegenüber der Schade'schen Fabrik im Österbachtal einige Graptolithenfragmente gefunden.

Graptolithen. Sie finden sich vorwiegend als dünne, mattglänzende Häutchen, die aus einem weißen bis grünlichen Tonerdesilikat (Gümbelit?) bestehen. Gegenüber den Abdrücken treten vereinzelte Exemplare, die körperlich in dunkler Tonsubstanz erhalten sind (s. oben), völlig zurück. Das Auftreten ist meist einzeln, jedoch liegen auch Platten vor, auf deren Schichtflächen Grapto-

[10]) Wenn heute trotzdem aus beiden Teilsätteln des Ebbe-Aufbruches von insgesamt 11 Fundpunkten eine schrankfüllende Graptolithenfauna vorliegt, so ist dies das Ergebnis einer systematischen und mit großer Geduld durchgeführten Aufsammlung.

[11]) Ungleich schwerer ist die Suche im nassen und dann schwarzblauen Gestein, in dem sich die im feuchten Zustande ebenfalls dunklen Abdrücke nicht herausheben.

lithen in größerer Anzahl vorhanden sind (vgl. Abb. 5). Ihre Häufigkeit zeigt Beziehung zur Beschaffenheit des Sedimentes. Abdrücke finden sich in den tonigeren Schiefern häufiger als in den sandigen und glimmerreicheren Zwischenlagen.



Abb. 6. Platte mit Didymograpten (vorwiegend *Didymograptus bifidus* Hall) aus den Bänderschiefern der Ziegeleigrube von C. Loos in Plettenberg. Die Graptolithen sind die ältesten bekannten Fossilreste des Rheinischen Schiefergebirges (außerhalb des Venns). Aufn. R. Pütz, Berlin

Wie Abb. 6 zeigt, liegen die Graptolithen nicht wirr durcheinander, sondern sie lassen je nach der Schichtfläche[12]) eine jeweils verschiedene Einordnung in eine Richtung erkennen. Die Festlegung dieser Richtungen ist angesichts der Tatsache, daß die Bänderschiefer nirgends mehr primäre Lagerung besitzen (vgl.

[12]) Die abgebildete Platte (Abb. 6) zeigt Graptolithen mehrerer Schichtflächen übereinander.

Abschnitt E) und daher im Handstück nicht mehr zu orientieren sind, leider nicht mehr möglich. Als Ursache dieser Erscheinung sind m. E. Strömungen am Meeresgrunde anzunehmen, auf den das abgestorbene Plankton niederrieselte. Denn gegen die zuerst naheliegende, für Fossilpflaster vielfach zutreffende Annahme, daß die Graptolithen im Schillgebiet am Rande des Meeres zusammengeschwemmt worden sind, spricht nicht nur die feine, rhythmische Sendimentation von feinsandigem und tonigem, also durchweg gut aufbereitetem Material, sondern auch die gute, zumeist vollständige Erhaltung der empfindlichen Organismen. Sikula und Theken sind fast immer deutlich zu erkennen. Abgesehen von einer geringen Wasserbewegung müssen also sehr ruhige Absatzbedingungen geherrscht haben. Bei dem Vorhandensein von Strömungen am Meeresboden kann das Graptolithenschiefer-Meer nur flach gewesen sein.

Zufolge der relativ geringen tektonischen Beanspruchung der Schiefer sind die Graptolithen nur wenig, zumeist überhaupt nicht verzerrt. Weniger gut ist die Einbettung und Erhaltung der empfindlicheren *Didymograptus*-Arten mit schmalen, kurzen Theken und großem Divergenzwinkel der Zweige (bis 180°). Doch sind die überlieferten Fragmente auch dieser Arten noch gut bestimmbar.

Nach vorläufiger Bestimmung[13]) sind in der Graptolithenfauna der Bänderschiefer etwa ½ Dtzd. *Didymograptus*-Arten enthalten, unter diesen als wichtigste und in reicher Individuenanzahl das Zonenfossil *Didymograptus bifidus* Hall, das in Exemplaren bis zu 90 mm Länge vorliegt. Neben den Didymograpten sind Vertreter anderer Graptolithengattungen selten (u. a. *Climacograptus scharenbergii* Lapw.).

Trilobiten. Besonders glücklich war die Auffindung einiger kleiner Trilobitenfragmente in den Bänderschiefern der großen Aufpressung 30 m südlich des neuen Fabrikgebäudes in der Loos'schen Ziegeleigrube. Sie bilden eine erwünschte Ergänzung zu der nunmehr schon umfassenderen, vom Verfasser aufgefundenen Trilobiten-Fauna des Ebbe-Ordoviciums.

Obwohl das Kopfschild bei allen Funden durchweg stark verquetscht ist und daher Einzelheiten kaum erkennen läßt, sind bei einigen Exemplaren Thorax und Pygidium doch recht gut erhalten, so daß eine Bestimmung, die auch diesmal Prof. Rud. Richter freundlicherweise übernommen hat, möglich sein sollte. Die überlieferten Fragmente gehören zwei verschiedenen Arten an, die sich vor allem in der Differenzierung des Schwanzschildes unterscheiden. Etliche Exemplare ähneln sehr stark einem Trilobiten, den E. Maillieux (1939, Taf. 1, Fig. 12—14) aus gleichaltrigen schwarzen Schiefern (Schichten von Huy) als *Cyclopyge prisca longicephala* Kloučeк abbildet, die im Eisenbahneinschnitt westlich von Bhf. Sart-Bernard (zwischen km 73 und 73,4) im „Bande silurienne de Sambre-et-Meuse" aufgeschlossen sind.

Brachiopoden. Diese waren bisher im rheinischen Ordovicium unbekannt. Umso erfreulicher war die Auffindung zweier relativ gut im Steinkern der Ventralklappe überlieferter Reste gerade in den Schichten des ältesten Horizontes des sauerländischen Ordoviciums. Fundort ist auch hier die vorerwähnte Aufpressung in der Loos'schen Ziegeleigrube.

---

[13]) Die eingehende Beschreibung der Arten wird an anderer Stelle erfolgen, an der auch die genaue Fossilliste mitgeteilt wird.

Bei dem scharfrippigen Schalenrest handelt es sich nach vorläufiger Bestimmung um *Orthis (Pionodema) redux* Barr. In Belgien tritt *Orthis redux* nach Maillieux (1939, Taf. 1, Fig. 18) im Llandeilo von Sart-Bernard auf (Fundpunkt westlich der Station am 3. Telegraphenmast bei Km.-Stein 73), also in etwas jüngeren Schiefern. Der zweite, nur wenige Millimeter große, glatte Schalenrest zeigt große Ähnlichkeit mit *Lingula* aff. *impar.* Barr (s. Maillieux 1939, Taf. 1, Fig. 11), die sich im Bahneinschnitt östlich Station Sart-Bernard und zwar 10 m westlich vom Km.-Stein 72,4 fand (Maillieux 1939).

Einige weitere Schalenfragmente sind unbestimmbar.

Malacostraken. Arthropoden-Reste sind in den Herscheider Schichten relativ häufig (vgl. K. Beyer 1941, S. 204). Auch aus den Bänderschiefern liegt eine größere Anzahl von schwarzglänzenden, elliptischen und stachelförmigen Fragmenten vor; aller Wahrscheinlichkeit nach handelt es sich um Phyllocariden-Reste. Maillieux (1939, Taf. 1, Fig. 15—16) bildet ähnlich aussehende Gebilde, die sich in den gleichaltrigen Schichten am Südende des Eisenbahneinschnittes von Sart-Bernard am Fuße des 2. Telegraphenmastes westlich Km.-Stein 73 gefunden haben, als *Lamprocaris micans* Novák ab. Eine genauere Bearbeitung der Malacostraken-Reste wird nach weiteren Aufsammlungen erfolgen.

Das Alter der Bänderschiefer ergibt sich eindeutig aus dem Auftreten von *Didymograptus bifidus* Hall, dem Leitfossil der Zone 6 der englischen Graptolithen-Gliederung (Elles & Wood 1908—1918). Die Plettenberger Bänderschiefer gehören demnach dem Unteren Llanvirn bzw. obersten Arenig (Skiddaw) an. Diese Einstufung war auch nach den Lagerungsverhältnissen wahrscheinlich, nachdem durch die Auffindung von *Didymograptus geminus* His. in den Unteren Tonschiefern die Zugehörigkeit dieses Horizontes zur Zone 7 bewiesen war (vgl. K. Beyer 1941). So finden die an Ort und Stelle auf Grund der Lagerung gewonnenen Ergebnisse biostratigraphisch ihre unmittelbare Bestätigung. Die Gelbschiefer werden also von den Bänderschiefern normal unterlagert (vgl. Abschnitt B I).

Hinsichtlich der Frage nach der Lage der Grenze zwischen den Zonen 6 und 7 ist ein Graptolithenfragment von Bedeutung, das sich in den ebenspaltenden Gelbschiefern der Wechsellagerung dicht südlich des neuen Fabrikgebäudes in der Loos'schen Ziegeleigrube fand. Mit einiger Sicherheit ließ sich das Bruchstück als *Didymograptus amplus* E. & W. bestimmen. Da die Verbreitung dieses Graptolithen in England auf die Zone 7 (= Z. d. *Didymograptus murchisoni* Beck.) beschränkt ist, sind die Gelbschiefer und damit die Unteren Tonschiefer in ihrer Gesamtheit der Zone 7 zuzurechnen. Die Zonengrenze ist demnach zugleich eine petrographische; sie fällt mit der Grenze zwischen den graublauen Bänderschiefern und den Gelbschiefern (Wechsellagerung) zusammen.

Der ordovicischen Schichtenfolge im Kern des Ebbe-Sattels ist somit an der Basis ein weiterer Horizont (Plettenberger Bänderschiefer-Horizont) anzufügen, so daß nunmehr die Gliederung des Ebbe-Ordoviciums nach den bisherigen Untersuchungen folgendes Bild ergibt (Abb. 7):

Übersicht über die Gliederung des sauerländischen Ordoviciums

Englische Äquivalente		Ältere Gliederung	Graptolithen-Zonen (nach Elles & Wood 1908/1925)	Stufe	Sauerland (Ebbe-Sattel) Horizonte	Petrographische Beschaffenheit	Fauna
Ordovicium	Asghill		Zonen 14—15	Herscheider Schichten	? **Obere Tonschiefer** etwa 250—300 m	Blauschwarze, vorwiegend schulpig spaltende, milde Ton- und Alaunschiefer, gelegentlich mit Kieselgallen und dünnen Sandsteinbänkchen; Pyritkonkretionen nicht selten	Graptolithen (*Climacograptus, Amplexograptus* u. a.), Trilobiten (*Ogygiocaris* sp., *Cryptolithus* sp., *Cyclopyge* sp.) und Malacostraken-Reste
	Caradoc		Zonen 11—13				
	Llandeilo	Llandeilo	Zonen 8—10		? **Grauwacken-Schiefer** etwa 300—350 m	Blauschwarze und graublaue, festere Grauwakkenschiefer mit wechselndem Sand-, Glimmer- und Pyritgehalt sowie zähe, hell gebänderte Tonschiefer mit scherbigem Bruch, gelegentlich mit einzelnen dünnen, kieseligen Bänkchen, örtlich (Rahlenberg b. Herscheid, Frehlinghausen, Sonnenhohl) mit zahlreichen Kieselgallen	Graptolithen (*Climacograptus*), Trilobiten (*Cyclopyge illaenoides* Rud. & E. Richt., *Illaenus* sp.), Malacostraken-Reste sowie (in Kieselgallen) planktonische Mikrofauna (Hystrichosphaerideen und Chitonozoen)
	Oberes Llanvirn		Zone 7 = Zone d. *Didymograptus murchisoni* Beck. (Z. d. *Didymograptus geminus* His.)		**Untere Tonschiefer** etwa 150—200 m	Blauschwarze, ebenspaltende, milde Tonschiefer, an der Basis: „Gelbschiefer", intensiv gelblichbraun verwitternde, blauschwarze, ebenspaltende, milde Tonschiefer und graublaue, dickspaltende, hellgebänderte Tonschiefer in Wechsellagerung	*Didymograptus geminus* His., *Climacograptus scharenbergii* Lapw. und andere Graptolithen, ferner Trilobiten- u. Phyllocariden-Reste (*Caryocaris* sp.) sowie Lebensspuren (*Tomaculum problematicum* Groom, *Chondrites*)
	Unteres Llanvirn	(Oberstes) Arenig	Zone 6 = Zone d. *Didymograptus bifidus* Hall		(Plettenberger) **Bänderschiefer** ? m	Graublaue, dickspaltende, in feuchtem Zustande plastische, sandgebänderte Tonschiefer mit vereinzelten dünnen Sandsteinbänkchen	*Didymograptus bifidus* Hall und zahlreiche andere Graptolithen, ferner Brachiopoden (*Orthis [Pionodema] redux* Barr., *Lingula* sp.), Trilobiten (u. a. *Cyclopyge* sp.), Malacostraken-Reste (*Lamprocaris*?) und Kriechwülste

G. Stratigraphische und paläogeographische Folgerungen

Die Plettenberger Bänderschiefer als tiefste Herscheider Schichten bilden nicht nur die älteste Gesteinsfolge des Sauerlandes und des Bergischen Landes[14]) sondern des gesamten Rheinischen Schiefergebirges (außerhalb des Venns). Mit ihrer Einstufung ins Untere Llanvirn besitzen sie ein weit höheres Alter als der Andreasteich-Quarzit von Gießen auf Bl. Wetzlar in Hessen, der nach Rud. & E. Richter (1937) mit dem Drabower Quarzit d δ (Llandeilo) von Böhmen bzw. dem Hauptquarzit von Thüringen zu vergleichen ist. In unserem Gebiete dürften erst die Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes den Kleinlindener Quarziten entsprechen (vgl. K. Beyer 1941, S. 218).

Das den Plettenberger Bänderschiefern nächst benachbarte Vorkommen von Schiefern gleichen Alters liegt in Belgien (Maillieux 1930, 1939). Schiefer mit *Didymograptus bifidus* Hall (= Schichten von Huy) haben sich hier im „Bande silurienne de Sambre-et-Meuse" gefunden und zwar im Tunneleinschnitt bei Huy-Statte, bei Marlagne, bei Dave sowie im Eisenbahneinschnitt östlich und westlich Bahnhof Sart-Bernard (südöstlich Namur). An letztgenanntem Fundpunkt werden die intensiv durchbewegten schwarzen Schiefer mit *Didymograptus bifidus* Hall normal von den Schichten von Sart-Bernard (mit *Dalmanites atavus)* überlagert, die mit den Unteren Tonschiefern des Rheinischen Schiefergebirges zu parallelisieren sind (vgl. K Beyer 1941, S. 217). Von dem tieferen Gedinne sind hier die alten Schiefer durch eine Diskordanz getrennt (Jungkaledonische Faltung am Ende des Unter-Ludlow); ähnliche Verhältnisse dürften auch im rechtsrheinischen Schiefergebirge vorliegen[15]).

Aus den Schichten von Huy hat Maillieux (1939) kürzlich folgende Fauna beschrieben:

Abdrücke von Fucoïden
Dichograptus octobrachiatus Hall
Tetragraptus serra Brong.
Didymograptus bifidus Hall
„ *acutidens* Lapw.
„ *stabilis* E. & W.
„ *nicholsoni* Lapw.
„ *nanus* Lapw.
„ *nitidus* Hall
Phyllograptus angustifolius Hall
Climacograptus scharenbergii Lapw.
Glyptograptus dentatus Brong.
Cryptograptus tricornis Carr.

[14]) Über die Gliederung des Ordoviciums im Kern des Remscheider Sattels wird demnächst berichtet werden.

[15]) Im Ebbe-Gebirge ist eine Diskordanz an der Basis der Köbbinghäuser (*Dayia*-) Schichten (= Mittel-Ludlow) wahrscheinlich.

Lingula aff. *impar.* Barr.
? Asaphellus sp.
Calymene (Synhomalonotus sp.
Cyclopyge prisca (Barr.) var. *longicephala* Kloučeк
Placoparia sp.
Lamprocaris micans Novák.

In Nordeuropa entsprechen (vgl. K. Beyer 1941, S. 217) den Unteren Tonschiefern der obere Teil der Oberen *Didymograptus*-Schiefer (Schonen) bzw. das höhere 4 a α des Oslo-Gebietes, wie das gemeinsame Auftreten von *Didymograptus geminus* His. beweist. Die Plettenberger Bänderschiefer sind demgemäß in Schweden mit dem unteren Teil der Oberen *Didymograptus*-Schiefer (= Zone d. *Phyllograptus typus)* bzw. den tieferen Schichten des 4 a α in Norwegen zu parallelisieren.

Die Beziehungen der Plettenberger Bänderschiefer zu Thüringen ergeben sich aus einem stratigraphischen Vergleich des rheinischen Ordoviciums mit dem böhmischen. In Böhmen haben sich in den schwarzen Schiefern von Šárka (= $d\gamma_1$) nach Bouček (1926) *Didymograptus murchisoni* Beck *und Didymograptus murchisoni* Beck var. *geminus* His. gefunden. Es entspricht also zumindest ein Teil des böhmischen $d\gamma_1$ den Unteren Tonschiefern des Rheinischen Schiefergebirges. Nach Bouček (1926) gehören die erwähnten Graptolithenschiefer einem mittleren Niveau von $d\gamma_1$ an. Für eine Parallelisierung mit den Plettenberger Bänderschiefern verbleiben demgemäß die basalen Schichten von $d\gamma_1$ mit *Didymograptus V.-fractus Salt.* var. *volucer* (Bouček 1926). Da das böhmische d β (= Schichten von Komárov) aller Wahrscheinlichkeit nach bis ins Untere Llanvirn hinabreicht, dürften auch noch die Hangendschichten von d β (mit *Didymograptus* sp.) den Plettenberger Bänderschiefern zeitlich äquivalent sein.

Den schwarzen Schiefern von Šárka entspricht in Thüringen vermutlich der höhere Teil der Griffelschiefer. Wenn auch aus diesem Horizonte bisher nur Graptolithen aus den Zonen 4 und 5 bekannt geworden sind, so machen es doch die dem böhmischen $d\gamma_1$ angehörenden Trilobiten (Rud. & E. Richter 1927) wahrscheinlich, daß die Griffelschiefer auch noch höhere Zonen umfassen, also bis ins Obere Llanvirn hinaufreichen. Auch die phyllitischen Schiefer im Ost-Thüringer Hauptsattel (Kundorfer Phyllite) mit *Asaphellus desideratus* zeigen enge Beziehungen zu den Kieselgallenschiefern von Šárka, so daß sie als Vertreter der höheren Griffelschiefer aufzufassen sind (Rud. & E. Richter 1935). Aus den Beziehungen des böhmischen $d\gamma_1$ zum rheinischen Ordovicium ergibt sich, daß die Plettenberger Bänderschiefer und die Unteren Tonschiefer in demselben Meeresraum zur Ablagerung gelangten, in dem die jüngeren Griffelschiefer und die Kundorfer Phyllite sedimentiert wurden. Darüber, wie sich die Beziehungen zwischen Thüringen und dem Rheinischen Schiefergebirge im einzelnen gestalten, läßt sich erst dann etwas aussagen, wenn im Thüringer Griffelschiefer Graptolithen gefunden werden, die jünger als Arenig sind.

Die Eingliederung des sauerländischen Ordoviciums in das Untersilur Mittel- und Westeuropas veranschaulicht noch einmal zusammenfassend die vergleichende Übersicht auf S. 249 (Abb. 8).

Unser Wissen über die paläogeographischen Verhältnisse im Raum des Rheinischen Schiefergebirges während des Ordoviciums wird durch die Auffindung der Plettenberger Bänderschiefer weiterhin ergänzt. Die Graptolithen führenden Schichten beweisen, daß das Gebiet auch schon am Ende des Arenig (Unteres Llanvirn) vom Meere bedeckt war. Wie aus dem außerordentlich gut aufbereiteten tonigen und feinsandigen Sedimentmaterial hervorgeht, wurden die Bänderschiefer allem Anschein nach küstenfern und zwar in einem flacheren Meere mit ruhigen Absatzbedingungen (vgl. S. 244) abgelagert. Das Vorhandensein einer trennenden „Armorikanisch-Rheinischen Landmasse" zwischen dem eigentlichen Britisch-Baltischen Becken im Norden und dem — wie wir heute auf Grund der Untersuchungen von Rud. & E. Richter (1927, 1935) wissen — eng verbundenen thüringisch-böhmischen Ablagerungsraum im Süden ist auch (vgl. K. Beyer 1941, S. 217) im mittleren Untersilur zumindest unwahrscheinlich. So ist die paläogeographische Bedeutung der Plettenberger Bänderschiefer in der Tatsache zu erblicken, daß sie im Unteren Llanvirn bzw. obersten Arenig eine Meeresbedeckung im Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges, speziell des Sauerlandes, beweisen und damit die Verbindung herstellen zwischen den räumlich weit entfernten gleichaltrigen Schiefervorkommen in England, Belgien und Skandinavien (Schonen, Oslo-Gebiet) einerseits sowie in Thüringen und Böhmen andererseits.

England		Belgien		Westfalen	Hessen	Thüringen	Böhmen				
Stufe	Graptolithen-Zonen	Sambre-Maas-Gebiet	Brabant	Sauerland (Ebbe-Gebirge)	Bl. Wetzlar						
Asghill	*Dicellogr. anceps*	Kalkige Schiefer von Roux mit *Christiania tenuicincta*	fehlt	↕ Oberer Tonschiefer-Horizont mit *Oqygiocaris* sp. *Cryptolithus* sp. Climacograpten	Abtragungslücke?	Lederschiefer m. Echinosphaeriten	Quarzite u. Grauwacken von Kosov	Schichten v. Zdice		dξ 2	Od 5
	Dicellogr. complanatus						Sandige Schiefer von Králův dvůr			dξ 1	
Caradoc	*Pleurogr. linearis*	Grauwacke von Fosse mit *Nicolella actinaie*	Grauwacke v. Gembloux mit *Nicolella actinaie*			Oberer Eisenerz-Horizont mit *Aeglina armata*	Schichten von Bohdalec	Schichten v. Zahořany		dε 2	Od 4 + Od 3
		Schiefer u. Sandsteiner v. Ohe mit *Cryptolithus gibbifrons*	Schiefer von Fauquez mit *Pleurogr. linearis*				Schiefer von Nučice (Lodenice)	Schichten v. Beroun			
	Dicranogr. clingani	fehlt	fehlt				Quarzite u. Schiefer von Chrustenice	Schichten v. Hlubočep		dε 1	
	Climacogr. wilsoni										
Llandeilo	*Climacogr. peltifer*	Schwarze Schiefer von Vitrival-Bruyère mit *Lepreogr. validus*	Schwarze, sandige Schiefer von Rigenée mit *Illaenus giganteus*	Grauwackenschiefer-Horizont (ort. Kieselgallenschiefer) mit *Cyclopyge illaenoides*	Andreasteich-Quarzit mit *Dalmanninia hepeli*	Hauptquarzit	Quarzite von Drabov	Schichten von Dobrotiva		dδ	Od 2
	Mesograptus murchisoni										
	Nemagr. gracilis	nicht beobachtet								dγ 2	Od 1γ
	Glyptogr. teretiusculus	↕ Schichten von Sart-Bernard mit *Dalmanites atavus*		*Unterer Tonschiefer-Horizont m. Tomaculum problematicum, Didymograptus geminus, Clayocaris* sp. *Plettenberger Bänderschiefer Horizont m. Didymogr. bifidus*		Mittlerer Eisenerz-Horizont	Schwarze Schiefer von Sv. Dobrotiva				
Llanvirn	*Didymogr. murchisoni*					Kundorfer Phyllite m. *Asaphellus desideratus*	Kieselgallenschiefer von Šárka	Schichten von Osek u. v. Ivan		dγ 1	
	Didymogr. bifidus	Schichten von Huy mit *Didymogr. bifidus*	nicht beobachtet								
Skiddaw Arenig	*Didymogr. hirundo*			Liegendes unbekannt		Griffelschiefer m. *Megalaspis planilimbata, Illaenus lorezi, Graptolithen (Zone 4+5)*	Sch. v. Klatava i. Westen	Band von Komárov		dβ	Od 1β
	Didymogr. extensus					Unterer Eisenerz-Horizont m. *Ornhis aff. lindstroemi*	Sch. v. Komárov i. der Mitte				
	Dichograptus						Sch. v. Úvalí i. Osten				
Tremadoc	*Bryograptus*	Ardennen: Abtragungslücke (Jungkaledonische Faltung am Ende des Gotland)				Phykoden-Quarzit m. *Clonogr. flexilis u. Didymogr. demissus*	Grauwacken und Grauwackenschiefer von Olešná	Schichten von Krušná hora		dα 3	Od 1α
						Phykodenschiefer m. *Phycodes circinnatum*					
						Magnetitquarzit	Hornsteine und Grauwacken von Milina			dα 2	
						Dachschieferzone					
						Lokal Magnetitquarzit					
	Dictyonema sociale (+ *flabelliformis*?)	Untere und Obere Salm-Schichten				Oberer Frauenbachquarzit mit *Obol. Siluricus*	Grauwacken und Quarzite von Trenice			dα 1	
						Frauenbachwechsellag.					
						Unterer Frauenbachquarzit	Basalkonglomerat				
	Elles & Wood 1901/08/1925	E. Maillieux 1930, 1939		K. Beyer 1940	R. & E. Richter 1937	v. Freyberg 1923, R. u. E. Richter 1927, Dahlgrün 1931, v. Gaertner 1934/36, W. Schmidt 1928	Kettner & Bouček 1936		Bouček 1926	Kettner & Kodym	Barr.

53/41 Vergleichende Übersicht über die Gliederung des Ordoviciums in Mittel- und Westeuropa Entworfen von K. Beyer 1940

Abb. 8.

H. Zusammenfassung

Im Sommer 1939 wurden vom Verfasser im Auftrage der Reichsstelle für Bodenforschung Übersichtsbegehungen im Kern des Ebbe-Sattels durchgeführt. Sie verfolgten den Zweck festzustellen, ob hier die Unteren Tonschiefer des Oberen Llanvirn bzw. tiefsten Llandeilo die älteste Schichtenfolge darstellen oder ob noch ältere Horizonte des Ordoviciums vertreten sind.

Geologische Übersicht. In der Kernzone des Ebbe-Sattels tritt das Silur in zwei parallelen, Ostnordost streichenden Teilsätteln zutage.

Der südliche Ebbe-Teilsattel folgt in seinem Verlaufe dem Tal des Ebbe-Baches (Bl. Herscheid). Er besteht aus einer größeren Anzahl schmaler Staffelschollen. Die Sattelachse taucht nach Osten hin unter. Im westlichen Teil des Sattels sind im Kern Schichten des Ordoviciums (Untere Tonschiefer und Kieselgallenschiefer des Grauwackenschiefer-Horizontes) verbreitet. Im mittleren Teile des Sattels, im Emmeszauner Spezialsattel, besteht der Kern aus Köbbinghauser Schichten (= *Dayia navicula* Sow. führende Schiefer des Mittel-Ludlow). Am Ostende des Sattels, zwischen Himmelmert und Österau (Himmelmerter Spezialsattel), finden sich schließlich nur noch Hüinghäuser Schichten (= Untergedinne). Die ältesten Schichten treten bei Kiesbert im Kiesberter Spezialsattel zutage. Es sind die *Tomaculum* führenden Unteren Tonschiefer des Oberen Llanvirn, die in einem tieferen Niveau (Wechsellagerung) angeschnitten sind.

Der größere nördliche Ebbe-Teilsattel folgt in seinem Verlauf im wesentlichen dem Elsebachtal. Durch eine westlich Hüinghausen verlaufende Südost-Nordwest streichende Querstörung wird der Sattelzug in zwei Teile zerlegt, von denen der westliche aus 3 größeren, Nordost streichenden Staffelschollen (Wermecker, Herscheider und Elsener Staffel) besteht. Die Sattelachse hebt sich in beiden Teilen in gleicher Weise nach Osten hin heraus. Demgemäß treten von Westen nach Osten immer ältere Horizonte im Sattelkern zutage: Übereinstimmend in beiden Hälften zunächst Hüinghäuser Schichten (Brink-Silverin) bzw. Obere Tonschiefer (Wermecke, Hüinghausen), dann Grauwacken- bzw. Kieselgallenschiefer (Rahlenberg bei Herscheid, Holthausen) und schließlich Untere Tonschiefer (Elsen, Marl-Plettenberg).

Verbreitung. Älteste Schichten im westlichen Teile der Aufwölbung sind die Schichten der Wechsellagerung im Gelbschiefer-Niveau des Unteren Tonschiefer-Horizontes. Sie treten nur gelegentlich in tieferen Einschnitten im Dorfe Elsen (Bl. Herscheid) zutage. Noch stärker als hier war die Heraushebung am Ostende des Sattels in Plettenberg-Oberstadt (Bl. Plettenberg). Nicht nur sind hier die Gelbschiefer im Sattelkern weiter verbreitet, sondern an einigen Stellen ist auch das Liegende des Unteren Tonschiefers angeschnitten. Es besteht aus graublauen, dickspaltenden, sandgebänderten, tonigen Schiefern („Plettenberger Bänderschiefer"). Die Verbreitung der Bänderschiefer ist auf das etwa ½ qkm große Gelbschiefervorkommen von Plettenberg-Oberstadt beschränkt. Die Bänderschiefer treten hier in den Ziegeleigruben von C. Loos und der Gebr. Wirth an der Hindenburgstraße zutage. Zwei weitere Vorkommen finden sich am Westhange des Österbachtales gegenüber der Schade'schen Metallwarenfabrik am Hirtenböhl (Garagenanschnitt und Brunnenhalde oberhalb). Am besten aufgeschlossen sind die Bänderschiefer in der Loos'schen Ziegeleigrube. Sie treten hier an der Grubensohle sowie in einzelnen Aufpressungen innerhalb abgerutschter Gelbschiefermassen zutage.

Lagerungsverhältnisse. Zufolge von pseudotektonischen Bewegungen, verursacht durch die Eigenschaft der Bänderschiefer, bei Wasserzutritt plastisch zu werden und dann zu quellen, besitzen die Bänderschiefer nirgends mehr primäre Lagerung. Auch die Grenze zwischen diesen und den Unteren Tonschiefern zeigt keine normale Auflagerung. Sie wurde während der Faltungen als Gleit- bzw. Abscherfläche benutzt, wobei jedoch die ursprüngliche Auflagerung erhalten blieb.

Die Plettenberger Bänderschiefervorkommen gehören nach den möglichen Beobachtungen dem flachen Schenkel einer großen liegenden, nordvergenten, aus kleineren Spezialsätteln bestehenden Falte mit steil südfallender Achsenebene an. Diese dürfte westlich der Ziegeleigruben in nordöstlicher Richtung quer durch die Niederung des Elsetales verlaufen.

Im Gebiet des Gelbschiefervorkommens von Plettenberg-Oberstadt besitzt der nördliche Ebbe-Teilsattels sehr wahrscheinlich nordvergenten Schuppenbau. Die Antiklinale besteht aus zwei Schuppen: Einer breiteren südlichen (Hauptschuppe mit Großfalte), in deren Kern die Plettenberger Bänderschiefer heraustreten, und einer schmalen nördlichen, in der zutage Grauwackenschiefer verbreitet sind. Die Hauptschuppe ist die relativ am weitesten herausgehobene Gesteinsscholle nicht nur des Sauerlandes, sondern des gesamten Rheinischen Schiefergebirges (außerhalb des Venns). Hier bietet sich die Möglichkeit, durch eine nicht allzu tiefe Bohrung die ältesten in diesem Gebiete überhaupt erreichbaren Schichten (tiefstes Ordovicium, Kambrium usw.) zu erschließen.

Fauna. Mit den Plettenberger Bänderschiefern wurde ein weiterer Graptolithen führender Horizont im rheinischen Ordovicium nachgewiesen. Graptolithen, vorwiegend Didymograpten, sind in der Loos'schen Ziegeleigrube (Hauptfundpunkt: Aufpressung südlich des Fabrikneubaues) nicht selten und meist gut und vollständig im Abdruck erhalten. Einzelne Graptolithenbruchstücke fanden sich auch in dem Haldenmaterial des Brunnens am Hang gegenüber der Schade'schen Metallwarenfabrik im Österbachtal. Als Begleitfauna treten Trilobiten sowie Malacostraken-Reste auf. Ferner fanden sich — zum ersten Male im rheinischen Ordovicium — Brachiopoden (*Lingula* sp., *Orthis [Pionodema] redux).*

Alter. Die Zugehörigkeit der Plettenberger Bänderschiefer zum Unteren Llanvirn bzw. obersten Arenig (Skiddaw) ist auf Grund der Lagerungsverhältnisse wahrscheinlich (Unterlagerung der Unteren Tonschiefer). Sie wird biostratigraphisch bestätigt durch das Auftreten von *Didymograptus bifidus* Hall, der Leitform der Zone 6 der englischen Graptolithengliederung. Die Unteren Tonschiefer gehören in ihrer Gesamtheit der Zone des *Didymograptus murchisoni* Beck. (= Zone 7) an (Beweis: Auftreten von *Didymograptus amplus* E. & W. an der Basis der Gelbschiefer). Die Zonengrenze fällt daher mit der Horizontgrenze zusammen.

Die Gliederung des rheinischen Ordoviciums zeigt damit folgendes Bild:

Hangendes: Köbbinghäuser *(Dayia-)* Schichten = Mittel-Ludlow

Diskordanz
(Jungkaledonische Faltung, vermutlich am Ende des Unter-Ludlow)

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Herscheider Schichten:

Obere Tonschiefer	= Caradoc + ? Asghill
Grauwackenschiefer Andreasteich-Quarzit	= Llandeilo
Untere Tonschiefer	= Oberes Llanvirn (= Zone d. *Didymograptus murchisoni* Beck.)
Bänderschiefer	= Unteres Llanvirn bzw. oberstes Arenig (= Zone d. *Didymograptus bifidus* Hall)

Liegendes: Noch unbekannt.

Vergleich. Die Plettenberger Bänderschiefer sind nicht nur die älteste Gesteinsfolge des Sauerlandes und des Bergischen Landes, sondern des gesamten Rheinischen Schiefergebirges (außerhalb des Venns). Sie besitzen ein höheres Alter als der Andreasteich-Quarzit von Gießen (auf Bl. Wetzlar in Hessen). Gleichaltrig mit den Bänderschiefern sind in Belgien die Schichten von Huy im Silurband zwischen Sambre und Maas. In Böhmen dürften außer den basalen Schichten von $d\gamma_1$ (= Kieselgallenschiefer von Šárka) noch die Hangendschichten von $d\beta$ (= Schichten von Komárov) den Bänderschiefern entsprechen. Vertreter der Plettenberger Bänderschiefer in Thüringen sind die jüngeren Griffelschiefer und die ihnen gleichaltrigen Kundorfer Phyllite. Im Norden schließlich sind die Bänderschiefer mit dem unteren Teil der Oberen *Didymograptus*-Schiefer von Schweden (= Zone d. *Phyllograptus typus)* bzw. mit den tieferen Schichten des $4a\alpha$ von Norwegen (Oslo-Gebiet) zu parallelisieren.

Paläogeographische Verhältnisse. Die Plettenberger Bänderschiefer beweisen eine Meeresbedeckung im Raum des Rheinischen Schiefergebirges schon zur Zeit des Unteren Llanvirn. Damit wird die Verbindung hergestellt zwischen den räumlich weit entfernten gleichaltrigen Vorkommen im Norden (Schonen-Oslo-Gebiet) und Westen (England-Belgien) einerseits und im Süden (Thüringen-Böhmen) andererseits. Die Bänderschiefer wurden aller Voraussicht nach küstenfern in einem flacheren Meere mit ruhigen Absatzbedingungen abgelagert. Das Vorhandensein einer „Armorikanisch-Rheinischen Insel" am Südrande des Britisch-Baltischen Beckens ist auch zur Zeit der Ablagerung der Bänderschiefer unwahrscheinlich.

I. Schriften

Beyer, K.: Zur Kenntnis des Silurs im Rheinischen Schiefergebirge, I. Das Auftreten von *Tomaculum problematicum* Groom im Ebbe-Sattel und die Bedeutung der Kotpillen-Schnur für die Gliederung des sauerländischen Ordoviciums. — Jb. Reichsstelle f. Bodenforsch. f. 1940, **61**, S. 198—221. Berlin 1941.

Bouček, B.: Contribution à la connaissance de la stratigraphie des couches de Šárka-d γ 1 de l'Ordovicien de la Bohême. — Bull. int. Acad. tchèque Sci., **27**, S. 537—544. Prague 1926.

Dahlgrün, Fr.: Die stratigraphische Bedeutung der neuen Graptolithenfunde im Thüringer Untersilur. — Beitr. Geol. Thüringen, **2**, S. 23—28, Jena 1930.

Eisenack, A.: Chitonozoen und Hystrichosphaerideen im Ordovicium des Rheinischen Schiefergebirges. — Senckenbergiana, **21**, S. 135. Frankfurt a. M. 1939.

Elles, G. L. & Wood, E. M. R.: A Monograph of British Graptolites. — Trans. palaeontogr. Soc., I—II, V—VII, London 1901—1918.

Freyberg, B. v.: Die Fauna und Gliederung des Thüringer Untersilurs. — Z. deutsch. geol. Ges., **74**, 1922, S. 237—276. Berlin 1923.

Fuchs, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lief. 220, Bl. Herscheid. — Berlin 1922.

Gaertner, H. R. v.: Schichtenfolge und Tektonik im mittleren Teile des Schwarzburger Sattels. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1933, **54**, S. 1—36. Berlin 1934.

— : Über Magnetitquarzite im Tremadoc des Schwarzburger Sattels und des Vogtlandes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1935, **56**, S. 444—459. Berlin 1936.

Kegel, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lief. 275, Bl. Wetzlar. — Berlin 1929.

Kettner, R. & Bouček, B.: Tableaux synoptiques des Formations du Barrandien. — Trav. Inst. Géol. et Palaeontol. Univ. Charles. Praha 1936.

Maillieux, E.: Observations nouvelles sur le Silurien de Belgique. Bull. Mus. r. Hist. natur. Belg., **6**, Nr. 15. Bruxelles 1930.

— : Observations nouvelles sur l'Ordovicien de la Belgique. — Bull. Soc. belge Géol., **48**, S. 22—23. Bruxelles 1938.

— : L'Ordovicien de Sart-Bernard. — Mém. Mus. r. Hist. natur. Belg., **86**. Bruxelles 1939.

Monsen, A.: Die Graptolithenfauna im Unteren Didymograptusschiefer (Phyllograptusschiefer) Norwegens. — Norsk geol. Tidsskr., **16**, 1936, S. 57—266. Oslo 1937.

Richter, Rud. & E.: Über zwei für das deutsche Ordovicium bedeutsame Trilobiten. — Senckenbergiana, **9**, S. 64. Frankfurt a. M. 1927.

— : Phyllitische Schiefer im Ost-Thüringer Hauptsattel als Vertreter der Griffelschiefer (Ordovizium, d γ 1) des Schwarzburger Sattels. — Senckenbergiana, **17**, S. 229—238. Frankfurt a. M. 1935.

— : Die Herscheider Schiefer, ein zweites Vorkommen von Ordovicium im Rheinischen Schiefergebirge, und ihre Beziehung zu den wiedergefundenen *Dayia*-Schichten. — Senckenbergiana, **19**, S. 289—313. Frankfurt a. M. 1937.

Schmidt, W. E.: Das nordöstliche Ende des Ebbesattels. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1917, **38**, II, S. 339—379. Berlin 1920.

— : Erläuterungen zur Geol. Karte von Preußen, Lief. 236, Bl. Plettenberg. — Berlin 1924.

Schmidt, Wolfgang: Graptolithen aus dem Phycodenquarzit Thüringens. — Z. deutsch. geol. Ges., **91**, S. 177—187. Berlin 1939.

Schriel, W. & Richter, G.: Graptolithenführendes Silur im Ebbesattel. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1936, **57**, S. 540—543. Berlin 1937.

Zur Kenntnis des Silurs im Rheinischen Schiefergebirge III

Die Gliederung des Ordoviciums im Kern des Remscheider Sattels

Von Kurt Beyer, Berlin

1 Abbildung

Inhalt

		Seite
A.	Einleitung	254
B.	Übersicht über das Auftreten und die Gliederung des Ordoviciums im Remscheider Sattel	255
C.	Die Schichtenfolge	256
	I. Der Untere Tonschiefer-Horizont	256
	a) Die Graptolithenschiefer von Wupperhof	256
	b) Das Tonschiefer-Vorkommen von Wüstenhof	258
	c) Lagerungsverhältnisse	260
	II. Der Grauwackenschiefer-Horizont	261
	III. Der Obere Tonschiefer-Horizont	262
D.	Zusammenfassung	264
E.	Schriften	266

A. Einleitung

Der Nachweis von Herscheider Schichten, der ältesten Gesteinsfolge des Ebbe-Sattels, auch im Kern des Remscheider Sattels auf Bl. Solingen ist das Verdienst von A Fuchs. Nach dessen Beobachtungen (A. Fuchs 1928 u. 1935, S. 7) war hier diese alte Schichtenfolge, ebenso wie im Sauerland, in zwei Zonen zu gliedern:

a) Zone der dunkelblauschwarzen, ebenspaltenden Schiefer = Herscheider Schiefer,

b) Zone der grauen Mergelschiefer und Kalke = Hüinghäuser Kalkmergel (Mächtigkeit etwa 20 m).

Da der Hüinghäuser Kalkmergel zahlreiche Arten enthält, die anderwärts im Gotlandium, insbesondere im Ober-Ludlow, verbreitet sind (A. Fuchs 1928, 1934 u. 1935), wurde dieser ins Obersilur gestellt (Fuchs 1928, 1934 u. 1935). Gemäß seiner Auffassung, daß die Schichten der Zone b die der Zone a konkordant überlagern, hielt Fuchs auch ein obersilurisches Alter der Herscheider Schiefer (= Untere Verse-Schichten) für sehr wahrscheinlich (1928). Bereits in seiner „Geologischen Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes und des Bergi-

schen Landes" (1928 b), später dann auch auf Bl. Solingen der geologischen Spezialkarte hat Fuchs diese Altersauffassung vertreten. Dieser entsprechend ist hier die Grenzlinie beider Zonen als normale Schichtgrenze eingetragen, ebenso auch diejenige zwischen den (nach Fuchs unterdevonischen) Verse-Schichten (= Sandig-konglomeratische Zone) und den Herscheider Schiefern dort, wo der Hüinghäuser Kalkmergel nach Fuchs infolge örtlichen Auskeilens fehlt[1]).

Auf Grund eines Schurfes, der 1937 am Nordost-Hang des Mühlenberges (Höhe 144) bei Solingen-Untenrüden ausgehoben wurde, wissen wir heute, daß die beiden Fuchs'schen Zonen, ebenso wie im Ebbe-Gebirge, durch eine weitere selbständige Schichtenfolge mit *Dayia navicula* Sow. (= Köbbinghäuser *[Dayia]*-Schichten)[2]), also sicheres Gotlandium (Mittel-Ludlow), voneinander getrennt werden. Weiterhin erbrachten Rud. & E. Richter (1937) den paläontologischen Nachweis, daß die Herscheider Schichten des Ebbe-Sattels ordovicisches Alter besitzen. Auch für die alten Schiefer im Kern des Remscheider Sattels ließ sich daher folgern, daß diese nicht nur wesentlich älter als der Hüinghäuser Kalkmergel sind, sondern auch ein erheblich höheres Alter als die *Dayia*-Schichten besitzen.

Die unmittelbare Bestätigung eines ebenfalls ordovicischen Alters durch Faunenfunde fehlte jedoch bisher. So betont Fuchs in den Erläuterungen zu Bl. Solingen noch 1935 (S. 8), daß „Fossilien . . . in den Herscheider Schiefern innerhalb unseres Blattgebietes nirgends gefunden" wurden, und auch die wiederholte Suche des Verfassers im Laufe der letzten Jahre blieb ergebnislos. So schienen tatsächlich die alten Schiefer bei Solingen faunistisch völlig steril und damit eine sichere Altersdeutung und jede weitere biostratigraphisch gesicherte Gliederung unmöglich zu sein.

Nachdem auf Grund umfangreicher Graptolithenfunde im Ebbe-Sattel (11 Fundpunkte) eine Gliederung des dortigen Ordoviciums (= Herscheider Schichten) durchgeführt werden konnte (K. Beyer 1941 a u. b), lag es nahe, die stratigraphischen Spezialuntersuchungen nunmehr auch auf den Remscheider Sattel auszudehnen. Die Begehungen wurden Anfang Mai 1940 durchgeführt mit dem Erfolg, daß nunmehr über Graptolithen-, Trilobiten- und Phyllocariden-Funde berichtet werden kann. Durch das Auftreten von *Didymograptus*, von *Cyclopyge* und von *Caryocaris* wird das vermutete ordovicische Alter auch der Herscheider Schiefer auf Bl. Solingen, die nunmehr mit den Herscheider Schichten des Ebbe-Sattels identifiziert werden können, einwandfrei bestätigt. An Hand der Fossilfunde sowie unter Berücksichtigung der petrographischen Verhältnisse ließ sich überdies eine Gliederung durchführen.

B. Übersicht über das Auftreten und die Gliederung des Ordoviciums im Remscheider Sattel

Der varistisch streichende Remscheider Sattel, um dessen Erforschung sich insbesondere A. Fuchs und J. Spriestersbach Verdienste erworben haben (s. Spriestersbach, J. & Fuchs, A. 1909, Fuchs 1917, Spriestersbach 1925) ist das

[1]) Unter Hinweis darauf, daß hier weiche, gleitfähige Schichten (Herscheider Schiefer) von einer relativ starren Gesteinsfolge (Verse-Schichten) überlagert werden, die ein disharmonisches Verhalten bei Faltungsdruck erwarten lassen, gibt Fuchs in den Erläuterungen zu Bl. Solingen allerdings auch die Möglichkeit einer tektonischen Unterdrückung dieser Zone zu.

[2]) Die Entdeckung von *Dayia navicula* Sow. im Remscheider Sattel verdanken wir Dr. G. Dahmer, Bad Soden.

bedeutsamste tektonische Element des Bergischen Landes. Im wesentlichen besteht der Kern dieses Sattels aus Remscheider Schichten (Oberkoblenz). Bei Remscheid und im Wuppergebiet südlich und südwestlich Solingen haben die Sattelschichten jedoch eine ganz besonders starke Heraushebung erfahren. So sind bei Remscheid Verse-Schichten und Bunte Ebbe-Schichten (= tiefstes Unterdevon) verbreitet; bei Solingen kommt es zudem noch zum Auftreten von höherem Gotlandium (Köbbinghäuser *[Dayia]*-Schichten, ? Hüinghäuser Kalkmergel) sowie von Ordovicium (Herscheider Schichten). Diese alten Schichten bilden nun keinen einheitlichen Zug, sondern ihr Vorkommen bleibt auf Einzelschollen beschränkt, ein Umstand, der die stratigraphische Untersuchung ebenso erschwert wie die überaus starke tektonische Beanspruchung der Schichten selbst (Vergitterung kaledonischer und varistischer Faltungselemente!).

Auf Bl. Solingen der geologischen Spezialkarte gibt Fuchs sechs Vorkommen von Herscheider Schichten an: Unnersberg, Fürkelt, Friedrichsthal, Untenrüden, Wupperhof-Wüstenhof und Odental-Schellberg. Wie die Begehung ergab, sind die beiden erstgenannten Vorkommen für stratigraphische Untersuchungen wenig geeignet; die alten Schiefer sind hier weithin von Gehängelehm und Gehängeschutt überdeckt. Die von Fuchs auf dem linken Wupperhang gegenüber Friedrichsthal als Kernschichten einer kleinen Aufsattelung eingetragenen Herscheider Schiefer treten hier nicht zutage. Wie das längs eines Wanderweges sehr gut aufgeschlossene Profil zeigt, bilden hier die Ockerkalk führenden Schichten des Hüinghäuser Kalkmergels, die von zahlreichen streichenden Störungen geringer Sprunghöhe zerschnitten sind, den Kern der kleinen Aufsattelung, die auf beiden Seiten an steilen, rechtsinnig einfallenden Störungen gegen die Bunten Ebbe-Schichten absetzt.

So blieben für die stratigraphische Untersuchung der alten Schiefer nur noch die drei letztgenannten Vorkommen bei Untenrüden, Wupperhof-Wüstenhof und bei Odental-Schellberg. Da diese örtlich z. T. recht gut aufgeschlossen sind, war trotz des geringen Umfanges des Verbreitungsgebietes der Herscheider Schiefer eine Gliederung möglich. Es wurde festgestellt, daß das ordovicische Profil des Remscheider Sattels mit dem des 50 km entfernten Ebbe-Sattels übereinstimmt, wie dies ja auch zu erwarten war, nicht nur angesichts der engen petrographischen Beziehungen zwischen dem Ordovicium des Ebbe-Sattels und dem Belgiens, auf die kürzlich hingewiesen wurde (K. Beyer 1941 a), sondern auch auf Grund der Tatsache, daß die allem Anschein nach küstenfern abgelagerten Herscheider Schichten einen grundlegenden Fazieswechsel auf relativ engem Raum wenig wahrscheinlich machten. Jedoch ist das Solinger Profil nicht so vollständig wie das des Ebbe-Sattels. Es fehlen die Schichten mit *Didymograptus bifidus* Hall (= Bänderschiefer-Horizont bzw. Plettenberger Bänderschiefer). Das Ordovicium beginnt mit dem Unteren Tonschiefer-Horizont. Über diesem folgt, ebenso wie im Sauerland, der Grauwackenschiefer-Horizont, der von den Schichten des Oberen Tonschiefer-Horizontes überlagert wird.

C. Die Schichtenfolge

I. Der Untere Tonschiefer-Horizont

a) Die Graptolithenschiefer von Wupperhof

Dort, wo die Dorfstraße von Wupperhof auf die Landstraße trifft, treten die Herscheider Schichten in einem breiten Anschnitt längs der Straße heraus (s. Ab. 1). Während die Schiefer im östlichen Teile des Aufschlusses stark blättrig

verwittert und zum größten Teile von Gehängeschutt überdeckt sind, beobachtet man am Westende des Anschnittes einen festeren Schichtenstoß. Es sind ebenspaltende, fein geschichtete, reine Tonschiefer von blauschwarzer Farbe und schuppigem Zerfall. Auf den Schichtflächen sieht man kleine, helle Glimmerschüppchen in mehr oder minder großer Anzahl. Neben den milden Schiefern finden sich dünne Zwischenlagen von zäheren, schlecht spaltenden Tonschiefern, die in erhöhtem Maße Glimmer führen. Konkretionen von primärem Pyrit, die Haselnußgröße erreichen können, sind nicht selten. Das bei der Zersetzung des Pyrits entstehende Brauneisen bedeckt die zahlreichen Kluftflächen mit dünnen, rostbraunen Krusten. Durchzogen wird das Gestein von zahlreichen hellen, z. T. mit Quarz durchsetzten, dünnen Tonbändern (Bewegungsflächen), die teils in der Schichtung (Str. 33 °, F. 46 ° SO) bzw. in der mit dieser zusammenfallenden Schieferung, teils aber auch quer zu dieser verlaufen (jüngere Abscherungsflächen).

Straßenaufwärts lassen sich die Schiefer in gleicher Ausbildung bis dicht jenseits der Abzweigung des Fußweges linker Hand verfolgen. Hier sind die Schiefer noch einmal recht gut aufgeschlossen.

In ihrem petrographischen Charakter ähneln die Schichten den *Tomaculum* führenden Schiefern von Kiesbert und von Elsen im Ebbe-Sattel. So lag die Annahme nahe, daß die Schiefer von Wupperhof dem Unteren Tonschiefer-Horizont angehören, wenn auch die Lebensspur *Tomaculum* hier nicht beobachtet wurde. Fossilfunde haben diese Vermutung bestätigt. In dem festeren Schichtenstoß am Westende des Anschnittes bei Wupperhof ergab die zweitägige systematische Suche eine kleine aber wichtige Fauna, die neben einer Anzahl Graptolithen zwei Trilobiten, ferner Phyllocariden- und Brachiopoden-Reste umfaßt.

Die Graptolithen sind als dünne, golden glänzende Schwefelkieshäutchen erhalten. Größere Exemplare finden sich vorwiegend einzeln; von den Jugendformen liegen dagegen zumeist mehrere Exemplare auf der Schichtfläche zusammen. Gefunden haben sich bisher Vertreter der Gattungen *Didymograptus* M'Coy und *Climacograptus* Hall. Durch die Auffindnung von Didymograpten ist nunmehr zum ersten Male der sichere Nachweis erbracht, daß die Fuchs'schen Herscheider Schiefer (= Zone a) des Remscheider Sattels ordovicisches Alter besitzen. Häufigste Art unter den Didymograpten ist *Didymograptus murchisoni* Beck var. *geminus* His. (= *D. geminus* His.), der im Oberen Llanvirn (bzw. tiefstem Llandeilo) von England (Zone 7 = Z. d. *Didymograptus murchisoni),* Norwegen (4 a α), Schonen (Obere *Didymograptus*-Schiefer) und Böhmen (d γ 1) verbreitet ist und vor kurzem von mir auch im Sauerland im Unteren Tonschiefer-Horizont aufgefunden wurde (Beyer 1941 a). Damit sind die alten Schiefer bei Wupperhof dem Unteren Tonschiefer-Horizont zuzurechnen. Bemerkenswert ist das Fehlen der Lebensspur *Tomaculum problematicum* Groom, die im Ebbe-Sattel leitend für das Obere Llanvirn ist. Das Auftreten von *Tomaculum* im rheinischen Ordovicium war also offenbar nicht nur zeitlich, sondern auch örtlich begrenzt.

Das auf Grund der Graptolithen gewonnene stratigraphische Ergebnis wird in schöner Weise durch die Trilobiten ergänzt. Die beiden Fundstücke sind recht gut im Steinkern und im Abdruck erhalten. Das eine der beiden, ein 17 mm langer Panzer, ist bis auf den hinteren Rand des Schwanzschildes vollständig. Der Rumpf besteht aus 5 Segmenten. Die Spindel ist durchweg breit. Etwa ebenso groß wie der Rumpf ist das halbkreisförmige, glatte, strukturlose Schwanzschild, das nur einen kleinen Spindelansatz erkennen läßt. Die kurzen Schienen

zeigen tiefe Schrägfurchen. Nur wenig größer als der Rumpf ist das strukturlose, fast rechteckige Kopfschild. Damit zeigt der Trilobit große Ähnlichkeit mit *Cyclopyge illaenoides* Rud. & E. Richter (1937) aus den Kieselgallenschiefern (= Grauwackenschiefer-Horizont) des Rahlenberges bei Herscheid, also einer Art jener Gattung, deren Auftreten auf das Ordovicium beschränkt ist. Abweichende Merkmale von dieser Art sind der durchweg flache Panzer, der scharfe Absatz der Schienen an der Spindel längs der deutlich hervortretenden Rückenfurchen und die in der Spindelachse nach hinten ausgebogenen Nähte. Ob diese Merkmale, die z. T. durch Verdrückung erklärt werden könnten, diagnostischen Wert besitzen, wird die nähere Bearbeitung der Trilobiten ergeben, die auch diesmal Prof. Rud. Richter freundlicherweise übernommen hat. Es wird sich dann ergeben, ob auch der zweite, weniger gut erhaltene Trilobitenrest stratigraphische Bedeutung besitzt[3]). Dieser Fund zeichnet sich besonders durch die hervortretende schmale, sich nach hinten verjüngende Spindel aus, die auch das gegliederte, 4 mm lange Schwanzschild bis zu seinem stumpfwinklig verlaufenden Außenrand durchzieht. Am Rumpf kann man mit Sicherheit 7 Segmente unterscheiden. Das Kopfschild ist stark verquetscht und läßt außer dem Hypostom und einem größeren Augenrest keine Einzelheiten mehr erkennen.

Durch die Phyllocariden-Reste wird vorerst nur das Vorhandensein von Malacostraken im Meer des Unteren Tonschiefer-Horizontes bestätigt. Das z. Z. vorliegende Material genügt selbst nicht einmal zur Bestimmung der Gattung. Gleiches trifft für den Brachiopoden-Rest zu.

b) Das Tonschiefer-Vorkommen von Wüstenhof

Ebenspaltende Schiefer von demselben petrographischen Charakter wie die fossilführenden Tonschiefer von Wupperhof treten auf der gegenüberliegenden Wupperseite bei Wüstenhof mehrfach zutage (s. Abb. 1). Dicht westlich der Landstraße sind die Schiefer sehr schön auf eine Länge von etwa 80 m am Talweg aufgeschlossen. Sie sind hier überaus stark gestört und von zahlreichen Quarzschnüren durchzogen. So ist das aufgeschlossene Profil für stratigraphische Untersuchungen nicht verwertbar. Zur Fossilsuche geeignet erscheint besonders das Paket ebenspaltender Schiefer (Schichtung und Schieferung fallen hier zusammen: Str. 48 °, F. 62 ° SO) an der Weggabel. Auffällig ist hier das häufige Auftreten strukturloser, heller, mehr oder weniger breiter Bänder, die als Algenreste (Tang?) gedeutet werden könnten. Sie sind auch im Oberen Tonschiefer-Horizont verbreitet (s. u.). Nach Osten hin, unmittelbar an der Weggabel, stoßen die ebenspaltenden Schiefer längs einer Störung an grobstengelig zerfallende Schiefer; Schichtung (Str. 13 °, F. 85 ° WNW) und Schieferung (Str. 48 °, 65 ° SO) divergieren hier erheblich. Diese Pakete lassen kaum glückliche Funde bestimmbarer Fossilien erwarten.

Östlich der Landstraße treten blauschwarze, ebenspaltende Schiefer unter einem mit Terrassenschutt vermengten Gehängelehm in dem tiefen Einschnitt des nach der Burg Hohenscheid führenden Waldweges

[3]) Die inzwischen erfolgte vorläufige Bestimmung hat nach gütiger Mitteilung von Prof. Rud. Richter ergeben, daß beide Trilobitenreste der Gattung *Cyclopyge* angehören. Auch durch die Trilobiten wird demnach das ordovicische Alter der alten Schiefer bestätigt.

zutage, ferner am Talweg dicht südöstlich der Abzweigung des vorerwähnten Weges. Auch diese Anschnitte sollten einmal Gegenstand ausdauernder Fossilsuche sein.

Da diese Schiefervorkommen, wie bemerkt, petrographisch den Graptolithenschiefern auf der anderen Talseite völlig gleichen, sie zudem in der streichenden

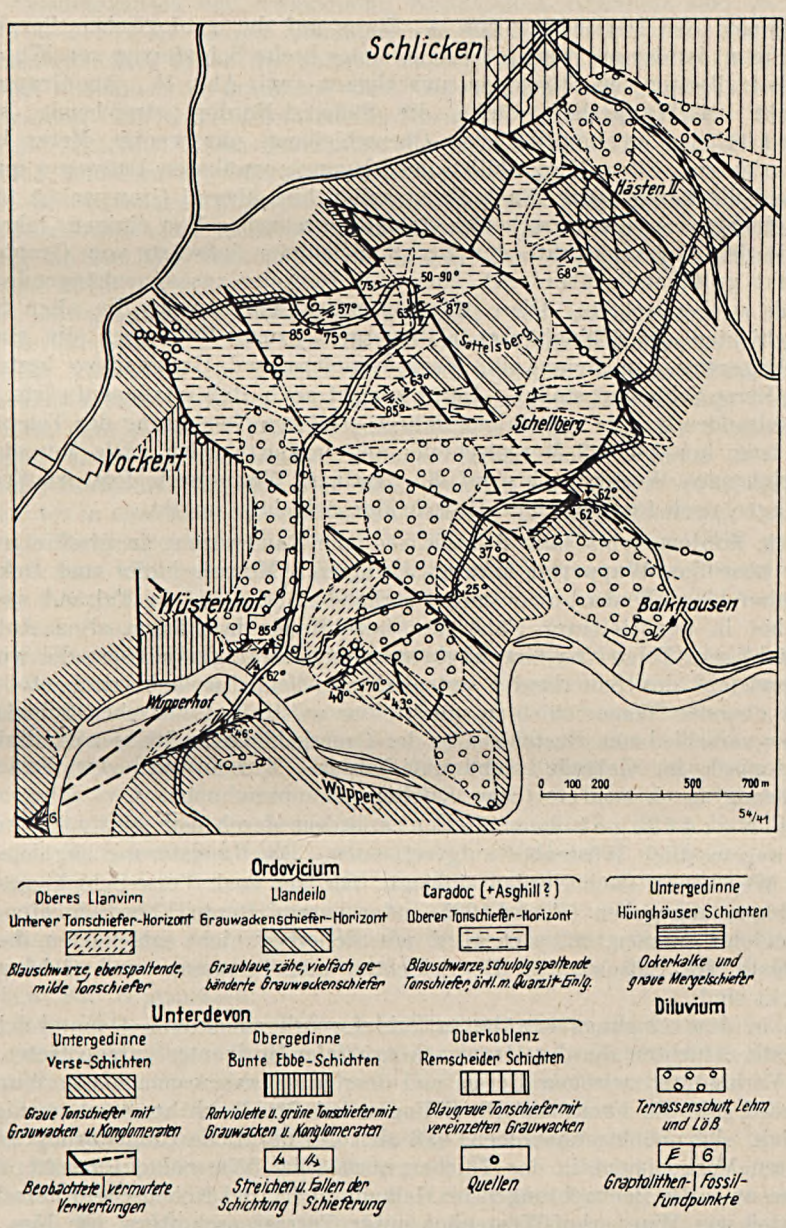


Abb. 1. Geologische Skizze des Spezialsattels im Wuppergebiet südlich Solingen.

Fortsetzung des Schieferzuges von Wupperhof liegen, halte ich für sehr wahrscheinlich, daß auch die Schiefer von Wüstenhof dem Unteren Tonschiefer-Horizont angehören.

c) Lagerungsverhältnisse

Entgegen der Darstellung von A. Fuchs auf der geologischen Spezialkarte (Bl. Solingen) ist der nur wenige hundert Meter breite Schieferzug von Wupperhof-Wüstenhof allseitig von Störungen umschlossen (vgl. Abb. 1). Am Graptolithenfundpunkt bei Wupperhof dürfte die Südwest-Nordost streichende südliche Randstörung, vermutlich eine Überschiebung, nur wenige Meter bergeinwärts verlaufen. Etwa 25 m südlich des eingangs erwähnten Fußweges quert der Sattelrand die Landstraße. Nach Fuchs sollen hier überall Grauwacken führende Verse-Schichten an die Herscheider Schiefer grenzen. Vor einigen Jahren war jedoch in dem Gehängeschutt, der die alten Schiefer flußwärts vom Graptolithenfundpunkt größtenteils überdeckt, eine noch teilweise zusammenhängende Ockerkalkbank zu beobachten. Diese läßt vermuten, daß hier an die alten Schiefer noch Schichten des Hüinghäuser Kalkmergels, zumindest aber die aus einer Wechsellagerung von Ockerkalk, Mergelschiefern und Grauwacken bestehenden tiefsten Verse-Schichten stoßen. Dafür spricht auch, daß straßenaufwärts jenseits des Sattelrandes bei der vor einigen Jahren erfolgten Neusetzung der Telegraphenmasten beim km 4,1—4,2 Mergelschiefer angetroffen wurden. Die Mergelschiefer setzen sich nach Westen zu bis auf die westliche Wupperseite fort, wo Fuchs auf Bl. Solingen noch fossilführende Herscheider Schichten angibt.

Nach Nordosten hin läßt sich die südliche Randstörung in gradliniger Fortsetzung über das Wuppertal hinweg verfolgen. Mergelschiefer und Ockerkalkbänke sind hier offenbar nicht mehr vorhanden. So ist am Talrand südöstlich Wüstenhof in unmittelbarer Nähe des Sattelrandes in einigen alten Anbrüchen eine mächtigere Folge von Grauwackensandsteinen aufgeschlossen, die wohl dem Ebbe-Sandstein des Sauerlandes entspricht. Allem Anschein nach stoßen also hier die obersten Verse-Schichten unmittelbar an die ordovicischen Schiefer. Zufolge der verschiedenen Gesteinshärte der Grenzschichten tritt hier der Sattelrand morphologisch im Gelände recht gut heraus. Zudem wird der Verlauf der Randstörung durch mehrere (Stau-)Quellen gekennzeichnet.

Der Nordflügel des Sattels ist nur durch den erwähnten Anschnitt am Talweg westlich Wüstenhof aufgeschlossen. Die Randstörung liegt etwa dort, wo der Weg scharf nach Norden einbiegt. Ob hier noch Verse-Schichten, wie auf Bl. Solingen angegeben (Fuchs 1935), oder bereits Bunte Ebbe-Schichten an die alten Schiefer grenzen, läßt sich m. E. mit Sicherheit nicht entscheiden, da gerade im Gebiete des Sattelrandes die Schichten mit Terrassen- und Gehängeschutt überdeckt sind.

Da in dem eingangs erwähnten Schiefervorkommen von Odental-Schellberg als älteste Schichten die des Grauwackenschiefer-Horizontes zutage treten (s. u.), ist die Verbindung zwischen diesem und dem Schiefervorkommen von Wupperhof-Wüstenhof, wie sie Fuchs auf Bl. Solingen bei Breidbach annimmt, wenig wahrscheinlich. Ich möchte annehmen, daß sich die nördliche Randstörung des letztgenannten Vorkommens in das Tälchen nordöstlich Wüstenhof fortsetzt; dagegen sprechen auch die Beobachtungen im Gelände nicht. Bei Hohenscheid verschwindet der Sattel von Wupperhof-Wüstenhof unter Terrassenschottern, die hier weithin von Lehm und Gehängeschutt überdeckt sind.

II. Der Grauwackenschiefer-Horizont

Die Schichten des Sattelsberges (Höhe 207,0)

Im Ebbe-Sattel liegt über dem Unteren Tonschiefer-Horizont eine mehrere hundert Meter mächtige Folge von rauheren Schichten, in denen örtlich (bei Herscheid, Frehlinghausen und Sonnenhohl) Kieselgallen verbreitet sind (Kieselgallenschiefer). Durch Aufnahme von Sand unter gleichzeitiger Zunahme des Glimmergehaltes gehen die milden, blauschwarzen Tonschiefer im Liegenden nach oben allmählich in graublaue zähe Grauwacken- und Bänderschiefer über. Diese wurden im Grauwackenschiefer-Horizont zusammengefaßt. Überlagert werden die Schichten dieses Horizontes, der ins Llandeilo zu stellen ist, von den milden Schiefern des Oberen Tonschiefer-Horizontes.

Wie die Begehungen nunmehr ergaben, finden sich Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes auch im Remscheider Sattel. Ihr Auftreten bleibt hier allerdings auf ein einziges Vorkommen beschränkt: Den Sattelsberg nördlich Schellberg (Höhe 207,0).

Der petrographische Unterschied zwischen den blauschwarzen, schuppig-blättrig zerfallenden Schiefern des Oberen Tonschiefer-Horizontes (s. u.) und den grobstückig verwitternden, grauen bis grünlichgrauen, festeren Schiefern des Grauwackenschiefer-Horizontes tritt am auffälligsten in Erscheinung, wenn man bei Odental dem Hästener Fußweg hangaufwärts folgt. An der Wegkurve des ehemaligen Fahrweges nordöstlich Odental stehen noch Schiefer des Oberen Tonschiefer-Horizontes an, die hier stark gestört sind (Querverwerfung). Das Streichen der in einzelnen ebenspaltenden Paketen mit der Schieferung zusammenfallenden Schichtung wurde mit 53 °, das Einfallen mit 63 ° gegen NW gemessen. Aber schon kurz hinter der ersten Serpentine beobachtet man eine Überrollung des Fußweges mit grobstückigen, z. T. sandgebänderten, festeren Tonschiefern. Diese gehören dem Grauwackenschiefer-Horizont an.

Am schönsten treten die Schichten dieses Horizontes im Fußweg heraus, der von der Wegkurve südöstlich Odental auf dem Kamm des Bergvorsprunges zur Höhe führt. Der Anstieg des Weges verläuft zunächst ziemlich flach. Die hier im Untergrunde anstehenden Schiefer sind an der Kurve des Schellberger Fahrweges recht gut aufgeschlossen. Es sind vorwiegend blauschwarze, teils blättrig, teils stengelig zerfallende, milde Tonschiefer. In der intensiv gelblichbraunen Verwitterung verrät sich ein beträchtlicher Karbonatgehalt. Nach Schellberg zu finden sich Zwischenlagen von grobstengelig zerfallenden, gebänderten Grauwackenschiefern. Ich nehme an, daß es sich bei dieser Folge um ein sehr hohes Niveau des Grauwackenschiefer-Horizontes handelt, das den Übergang zum Oberen Tonschiefer-Horizont vermittelt. Das Streichen der Schichtung bzw. Schieferung wurde hier mit 51 bzw. 53 °, das Fallen mit 40 ° N bzw. 85 ° S gemessen.

Bei etwa 70 m steigt der Fußweg stärker an. Dicht oberhalb des Geländeknickes treten im Weg typische Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes heraus, die manchen Schichten im höheren Teil der Rahlenberg-Serie bei Herscheid im Ebbe-Sattel völlig gleichen. Es sind blau- bis grünlichgraue, scherbig brechende, z. T. schwach sandgebänderte, glimmerreichere Grauwackenschiefer, die in dünnen, unebenen Platten spalten und grobstückig zerfallen. Mildere Tonschiefer bilden dünne Zwischenlagen. Der Geländeknick dürfte durch eine größere Querstörung bedingt sein, der wohl auch die Quarzblöcke im erwähnten Anschnitt des Schellberger Fahrweges entstammen. Bei ca. 175 m beobachtet man einen zweiten Steil-

anstieg des Fußweges, an dem der Untergrund heraustritt. Auch hier dürfte der Geländeknick den Verlauf einer Querstörung im Untergrunde kennzeichnen.

Bei etwa 300 m mündet der Fußweg in den Querweg, der von Schellberg nach Schlicken führt. An diesem Weg lassen sich die zähen Schiefer einerseits bis Schellberg, andererseits bis an die Westrandstörung des Aufbruches westlich Hästen II verfolgen; auch an den übrigen Fußwegen treten die Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes allenthalben in gleicher petrographischer Ausbildung heraus. Kieselgallen wurden nirgends beobachtet. Die Fossilsuche blieb bisher ergebnislos.

Die Schiefer der Höhe 207 werden auf beiden Seiten von Schichten des Oberen Tonschiefer-Horizontes flankiert. Damit ergibt sich das Bild eines Sattels, in dessen Kern der Grauwackenschiefer heraustritt. Da die milden Tonschiefer zur Talbildung Anlaß gaben und flache Hänge bilden, tritt der Sattel auch morphologisch als solcher in Erscheinung („Sattelsberg"). Die Lagerungsverhältnisse bestätigen das gewonnene Bild (s. u.).

III. Der Obere Tonschiefer-Horizont

Der Obere Tonschiefer-Horizont ist die verbreitetste ordovicische Schichtenfolge im Kern des Remscheider Sattels. Es gehören nicht nur die alten Schiefer von Untenrüden, sondern auch diejenigen zwischen Bünkenberg und Odental sowie zwischen Hästen II und Schellberg dem Oberen Tonschiefer-Horizont an. Auch die nur sehr schlecht aufgeschlossenen Schiefervorkommen von Unnersberg und Fürkelt, in denen alaunschieferartige Tonschiefer örtlich vorherrschen, dürften dem Oberen Tonschiefer-Horizont zuzurechnen sein.

Sehr schön sind die Oberen Tonschiefer in den 1937 beim Ausbau der Straße Solingen—Witzhelden zwischen Bünkenberg und Odental geschaffenen Kurvenanschnitten sowie an dem ehemaligen Fahrweg nordöstlich Odental aufgeschlossen. Sie treten ferner in einem kleinen Anbruch südlich Hästen II am Wege zur Badeanstalt (50 m südlich der Quelle) und im Straßenanschnitt nordwestlich Untenrüden heraus. Zudem waren die hier nach Süden hin (!) auf Köbbinghäuser *(Dayia-)* Schichten überschobenen Oberen Tonschiefer 1937 in dem oben erwähnten Schurf am Osthange des Mühlenberges (Höhe 144,0) auf eine Länge von 20 Metern freigelegt.

Wie im Ebbe-Sattel, so besteht auch hier der Obere Tonschiefer-Horizont aus blauschwarzen bis grünlichgrauen, teils schuppig, teils stengelig und bröckelig zerfallenden, milden, reinen Tonschiefern. Sie sind den Unteren Tonschiefern sehr ähnlich, sind jedoch im Gesamtcharakter etwas zäher als diese. Das Sedimentmaterial ist überaus gut aufbereitet. Es zeigt eine rhythmische Wechsellagerung toniger und sehr feinklastischer Lagen (kleine Glimmerschüppchen), die im Querbruch vielfach als feine, helle Streifung hervortreten. Manche Schichtflächen besitzen einen gelblichbraunen Überzug, der durch zahllose, winzige Toneisensteinkügelchen hervorgerufen wird. Die Kluftflächen sind auch hier vielfach mit einer rot- bis schwarzbraunen oxydischen Eisenkruste bedeckt. Primärer Pyrit, aus dem das Eisen durch Zersetzung hervorgegangen ist, tritt fein verteilt im Gestein auf.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von graublauen, sehr festen Quarzit-einlagerungen im Schieferstoß an der östlichen Straßenseite nördlich Odental. Die Quarzitlinsen treten in einem Abstand von etwa 1½ bis 2 m auf. Ihre Länge schwankt hier zwischen 0,7 und 1,75 m, ihre Dicke zwischen 0,09 und 0,13 m.

In den übrigen Aufschlüssen fanden sich derartige Quarziteinlagerungen nicht; lediglich am Fußweg Odental—Bünkenberg wurde etwa 30 m von der Waldecke wegaufwärts entfernt inmitten milder, dunkler Tonschiefer ein 0,04 m mächtiges flasriges Quarzitbänkchen beobachtet. Diese quarzitischen Einlagerungen sind hier offenbar als petrographische Äquivalente zu den dünnen Sandsteinbänkchen aufzufassen, die in den Oberen Tonschiefern bei Herscheid auftreten. Kieselgallen, die im Ebbe-Gebirge örtlich noch im Liegenden des Horizontes verbreitet sind, scheinen allerdings im Remscheider Sattel zu fehlen.

Fauna. Graptolithen, die einwandfrei als solche hätten erkannt werden können, haben sich trotz längerer Suche in den Oberen Tonschiefern bisher noch nicht gefunden. Doch erwies sich der Obere Tonschiefer-Horizont als nicht ganz fossilleer. Im Anschnitt an der Straßenkurve nordwestlich Odental sind in den ebenspaltenden Schiefern die auch in den Oberen Tonschiefern von Herscheid und in dem Unteren Tonschiefer-Horizont bei Wüstenhof (s. o.) verbreiteten strukturlosen, z. T. verzweigten, bis 1 cm breiten, hellen Bänder, die als Algenreste (Tang?) gedeutet werden könnten, recht häufig. Verzweigte Wurmröhren von *Chondrites* sind nicht selten. Ferner fand sich hier ein vollständig erhaltener Schalenrest eines Phyllocariden. Der Umriß sowie das Verhältnis von Länge (9 mm) und Breite (4 mm) stimmt mit dem größeren Kiesberter Fund im Ebbe-Sattel überein (K. Beyer 1941 a, S. 204), mit dem es auch den doppelt erscheinenden Randsaum gemeinsam hat. Es dürfte sich auch hier um den Carapax eines Phyllocariden der Gattung *Caryocaris* handeln. Da das Auftreten dieser Gattung auf das Ordovicium beschränkt ist, kommt diesem Fund stratigraphische Bedeutung zu. Er bestätigt, daß auch die jüngeren Schichten der Fuchs'schen Herscheider Schiefer im Remscheider Sattel sicheres Ordovicium sind.

Lagerungsverhältnisse. Da Graptolithen fehlen, konnte ein biostratigraphischer Beweis für die Zurechnung der milden Schiefer von Untenrüden, Odental und Hästen II zum Oberen Tonschiefer-Horizont noch nicht erbracht werden. An dieser läßt jedoch m. E. nicht nur der petrographische Charakter, sondern auch das Auftreten der Schiefer an den Flanken eines Sattels, dessen Kern von Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes gebildet wird (vgl. Rahlenberg bei Herscheid), keinen Zweifel. Wie bereits bemerkt, ist die Sattelstruktur dieses Aufbruches auch durch die intensive Spezialtektonik nicht verwischt. So besitzen die 60—70° streichenden Schiefer an der Straße nördlich Odental auf der Nordflanke des Sattels vorwiegend (steileres) nördliches Einfallen, während bei Schellberg, auf der Südflanke des Sattels, südliches Einfallen gemessen wurde (vgl. Abb. 1).

Die Anschnitte bei Untenrüden und zwischen Bünkenberg und Odental lassen gut die isoklinale Schuppenstruktur der alten Schiefer erkennen. Diese werden von zahlreichen, vielfach stark vertonten Bewegungsflächen verschiedener Streichrichtung und wechselnder Neigung durchzogen. Das Einfallen wechselt im einzelnen stark bei im allgemeinen etwa gleichbleibender Richtung des Streichens (50—65°) und Fallens (Süden) der Transversalschieferung, eine Tatsache, die das mannigfaltige Erscheinungsbild der Schiefer bedingt. Die Schieferungsflächen sind vielfach glänzend und von talkartiger Beschaffenheit, eine Ursache der Einschleppung feinster Serizitschüppchen in die Schieferungsbahn.

Zur Fossilsuche geeignet erscheinen nur jene Schichtpakete, bei denen Schichtung und Schieferung ganz oder annähernd zusammenfallen. So reizen besonders die in dem kleinen Anbruch an dem von Hästen II nach Süden führenden Fußweg

aufgeschlossenen ebenspaltenden Schiefer zur weiteren Suche. Auch in den Anschnitten bei Odental müßte nach weiteren tierischen Resten geforscht werden. Für wenig aussichtsreich möchte ich dagegen die Fossilsuche im Straßenanschnitt bei Untenrüden halten. Die Schiefer zerfallen hier vorwiegend grobstengelig; besser spaltende Schiefer treten lediglich dicht nördlich der Ruhebank heraus.

D. Zusammenfassung

Die von A. Fuchs in der Kernzone des Remscheider Sattels auf Bl. Solingen als Obersilur ausgeschiedenen Zonen (Herscheider Schiefer und Hüinghäuser Kalkmergel) liegen nicht konkordant übereinander. Wie im Ebbe-Sattel werden beide Schichtenserien noch durch eine Mergelschieferfolge mit dicken Ockerkalkbänken voneinander getrennt, in denen sich *Dayia navicula* Sow. gefunden hat (Köbbinghäuser *[Dayia]*-Schichten = Mittel-Ludlow). Während die konkordante Auflagerung des Hüinghäuser Kalkmergels auf den *Dayia*-Schichten sehr wahrscheinlich ist, sind diese von den Herscheider Schiefern durch eine Abtragungslücke getrennt, die zumindest die Zeitspanne Llandovery — Unter-Ludlow umfaßt (Ardennen-Faltung).

Zum ersten Male haben sich in den Herscheider Schiefern des Remscheider Sattels Fossilreste gefunden: Graptolithen, Trilobiten, ferner Brachiopoden-, Phyllocariden- und Algen (?)-Reste. Das Vorkommen von *Didymograptus*, *Cyclopyge* und *Caryocaris* beweist eindeutig, daß auch die Herscheider Schiefer des Remscheider Sattels ordovicisches Alter besitzen. Damit ist ein drittes Vorkommen von Ordovicium im Rheinischen Schiefergebirge (außerhalb des Venns) nachgewiesen.

Auf Grund der petrographischen Ausbildung und der Fossilfunde war es möglich, eine Gliederung der alten Schiefer durchzuführen. Die im Ordovicium des Ebbe-Sattels vertretenen Horizonte sind bis auf die älteste Schichtenfolge, den Plettenberger Bänderschiefer-Horizont, auch im Remscheider Sattel vorhanden. Einen Überblick über die Gliederung des Silurs im Kern beider Sättel nach dem heutigen Stande unserer Kenntnis gibt die beistehende Übersicht (S. 265).

Älteste Schichten des Remscheider Sattels sind die milden Tonschiefer von Wupperhof-Wüstenhof, die dem Unteren Tonschiefer-Horizont des Oberen Llanvirn (bzw. tiefstem Llandeilo) angehören, wie *Didymograptus geminus* His. und *Cyclopyge* beweisen. Die im Sauerland im Unteren Tonschiefer-Horizont auftretende Kotpillenschnur *Tomaculum problematicum* Groom scheint in den gleichaltrigen Schichten des Remscheider Sattels zu fehlen. Dem Grauwackenschiefer-Horizont gehören die festen, sandigen, grobstückig verwitternden Schiefer der Höhe 207,0 (Sattelsberg) zwischen Odental und Schellberg an. Die übrigen Schichten dieses Schiefervorkommens, milde Tonschiefer, sowie diejenigen der Schiefervorkommen von Untenrüden, Fürkelt und Unnersberg sind dem jungordovicischen Oberen Tonschiefer-Horizont zuzurechnen. Außer *Chondrites* und fraglichen Algenresten (Tang?) hat sich in den Oberen Tonschiefern bisher lediglich ein Phyllocariden-Rest *(Caryocaris)* gefunden.

Die Lagerungsverhältnisse der ordovicischen Schiefer sind entsprechend der isoklinalen Schuppenstruktur im einzelnen recht wechselnd. Die Schiefer werden von zahlreichen, vielfach vertonten und verquarzten Bewegungsflächen in den verschiedensten Richtungen und mit wechselndem Einfallen durchzogen. Die Transversalschieferung verläuft dagegen ziemlich konstant. Das Ein-

		Englische Äquivalente		Ebbe-Sattel		Remscheider Sattel	
		Unterer Old Red Sandstone		Bunte Ebbe-Schichten		Bunte Ebbe-Schichten	Remscheid-Lennep, Höhscheid-Witzhelden, Wuppertal südwestlich Solingen, Leichlingen
Gedinne	Ludlow (= Oberes Salopian)	Ober-Ludlow (incl. Downton) Whitecliffe flags		Sandstein / Grauwackenschiefer ≈ 1500 m	Verse-Schichten	Sandstein / Grauwackenschiefer	Verse-Schichten	Remscheid, Wuppertal südlich Solingen, Solingen-Busch, Hästen II, Schachhausen, Hingenberg
				Flaserschiefer 180—200 m	Hüinghäuser Schichten			
				Kieselgallenschiefer 55—60 m				
				Ockrige Kalke (*orbicularis*-Sch.) < 25 m		Hüinghäuser Kalkmergel		Linkes Wupperufer gegenüber Friedrichsthal, Untenrüden (Schleiferei Witte), Osthang Mühlenberg (Höhe 144,0) bei Untenrüden, Straßenanschnitt nördl. Balkenhausen III
Gotlandium	Ludlow (= Oberes Salopian)	Mittel-Ludlow (Aymestry-Group)		Köbbinghäuser (*Dayia*)-Schichten mit *Dayia navicula* Sow. u. *Scyphocrinus elegans* Zenk.		Köbbinghäuser (*Dayia*-)Schichten mit *Dayia navicula* Sow.		Schurf 1937 am Osthange des Mühlenberges (Höhe 144) bei Solingen-Untenrüden (Fundpunkte 1—17)
	Ludlow (= Oberes Salopian)	Unter-Ludlow						
		Wenlock (= Unteres Salopian)		Abtragungslücke (Ardennen-Faltung)		Abtragungslücke (Ardennen-Faltung)		
		Llandovery (Valentian)						
				?		?		
Ordovicium		Asghill		Oberer Tonschiefer-Horizont mit Graptolithen (*Climacograptus* und *Amplexograptus*), Trilobiten (*Ogygiocaris* sp., *Cyclopyge* sp.) *Cryptolithus* sp.) u. Malacostraken-Resten		Oberer Tonschiefer-Horizont mit *Caryocaris* und Algen(?)-Resten		Kurvenanschnitte zwischen Bünkenberg und Odental, Weganschnitt südl. Hästen II, Straßenanschnitt nördl. Untenrüden, Unnersdorf, Fürkelt
		Caradoc						
				?		?		
		Llandeilo	Llandeilo	Grauwackenschiefer-Horizont mit Graptolithen (*Climacograptus*?), Trilobiten (*Cyclopyge illaenoides* Rud. & E. Richt., *Illaenus* sp.), Malacostraken-Resten sowie planktonischer Mikrofauna (Hystrichosphaerideen u. Chitonozoen)		Grauwackenschiefer-Horizont		Höhe 207 (Sattelsberg) nördlich Schellberg
	Llanvirn	Z. d. *Didymograptus murchisoni* Beck.	Llandeilo	Unterer Tonschiefer-Horizont mit *Didymograptus geminus* His. u. a. Graptolithen, Trilobiten, Phyllocariden (*Caryocaris*) u. Lebensspuren (*Tomaculum problematicum* Groom, *Chondrites*)		Unterer Tonschiefer-Horizont mit *Didymograptus geminus* His. u. anderen Graptolithen, Trilobiten (*Cyclopyge*) sowie Phyllocariden- u. Brachiopoden-Resten		Straßeneinschnitt Wupperhof (Graptolithen-Fundpunkt), Anschnitt des Talweges am rechten Wupperhang bei Wüstenhof, Wegeinschnitt südwestlich Wupperhof
		Z. d. *Didymograptus bifidus* Hall	Arenig	Bänderschiefer-Horizont (Plettenberger Bänderschiefer) mit *Didymograptus bifidus* Hall und zahlreichen anderen Graptolithen, Brachiopoden (*Pionodema redux*, *Lingula* sp.), Trilobiten (*Cyclopyge* sp.) und Malacostraken-Resten (*Lamprocaris*?)		—		—

Die Gliederung des Silurs im Kern des Ebbe- und des Remscheider Sattels

fallen ist vorwiegend südlich, während das Streichen in der Hauptsache zwischen 50 und 65 ° pendelt.

Die Heraushebung der ordovicischen Schichten hat im Remscheider Sattel nicht das Ausmaß erreicht wie im Ebbe-Sattel, an dessen Ostende noch das Untere Llanvirn (bzw. oberste Arenig) zutage tritt (Plettenberger Bänderschiefer). Am weitesten herausgehoben ist die Schieferscholle von Wupperhof-Wüstenhof, in der Schichten des Unteren Tonschiefer-Horizontes verbreitet sind. Etwas geringer war die Heraushebung der Schieferscholle von Odental-Schellberg; der Kern dieses Sattels besteht aus Schichten des Grauwackenschiefer-Horizontes, während die Flanken aus Schichten des Unteren Tonschiefer-Horizontes gebildet werden. Nur flache ordovicische Aufwölbungen stellen schließlich die Schiefervorkommen von Untenrüden, Fürkelt und Unnersberg dar; hier treten lediglich die Oberen Tonschiefer heraus.

E. Schriften

Beyer, K.: Zur Kenntnis des Silurs im Rheinischen Schiefergebirge. I. Das Auftreten von *Tomaculum problematicum* Groom im Ebbe-Sattel und die Bedeutung der Kotpillen-Schnur für die Gliederung des sauerländischen Ordoviciums. — Jb. Reichsstelle Bodenforsch. f. 1940, **61**, S. 198—221. Berlin 1941 (1941 a).

— : Zur Kenntnis des Silurs im Rheinischen Schiefergebirge. II. Die Plettenberger Bänderschiefer, das älteste Ordovicium im rechtsrheinischen Schiefergebirge. — Jb. Reichsstelle Bodenforsch. f. 1940, **61**, S. 222—253. Berlin 1941 (1941 b).

Fuchs, A.: Die Entwicklung der devonischen Schichten im westlichen Teile des Remscheid-Altenaer und Ebbesattels. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1915, **36**, II, S. 1—95. Berlin 1917.

— : Beitrag zur Kenntnis der Devonfauna der Verse- und Hobräcker Schichten des sauerländischen Faciesgebietes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1918, **39**, I, S. 58—95. Berlin 1920.

— : Über die Beziehungen des sauerländischen Faciesgebietes zur belgischen Nord- und Südfacies und ihre Bedeutung für das Alter der Verseschichten. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1921, **42**, S. 839—859. Berlin 1923.

— : Zur Kenntnis von Palaeozoicum, Tertiär und Diluvium in der Gegend von Solingen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1927, **48**, S. 555—562. Berlin 1928 (1928 a).

— : Geologische Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes und des Bergischen Landes i. M. 1 : 100 000. — Berlin 1928 (1928 b).

— : Beitrag zur Kenntnis der unteren Gedinnefauna. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1929, **50**, I, S. 194—201. Berlin 1929.

— : Über eine untere Gedinnefauna im Ebbesandstein des Ebbegebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 395—409. Berlin 1934.

— : Geologische Karte von Preußen, Bl. Solingen, Lief. 316 nebst Erläuterungen. — Berlin 1935.

Richter, Rud. & E.: Die Herscheider Schiefer, ein zweites Vorkommen von Ordovicium im Rheinischen Schiefergebirge, und ihre Beziehung zu den wiedergefundenen *Dayia*-Schichten. —Senckenbergiana, **19**, S. 289—313. Frankfurt a. M. 1937.

Spriestersbach, J. & Fuchs, A.: Die Fauna der Remscheider Schichten. — Abh. k. preuß. geol. L.-A., N. F., **58**. Berlin 1909.

Spriestersbach, J.: Die Oberkoblenzschichten des Bergischen Landes und Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1924, **45**, S. 367—450. Berlin 1925.

Pflanzenreste aus dem südspanischen Karbon

(Nordrand der Provinz Sevilla)

von

Wolfgang Hartung, Berlin

Tafel 20 und 21 und 1 Abbildung.

Inhalt

Seite

Einleitung 267

a) Unterkarbonische Flora 269

1. *Sphenopteridium dissectum* Goeppert 269
2. *Asterocalamites scrobiculatus* Schlotheim 270
3. *Lepidodendron losseni* Weiss 270
4. *Lepidophyllum* sp. 271
5. *Stigmaria ficoides* Brongniart 272

b) Vorkommen 272

1. Das Vorkommen von Berlanga 272
2. Das Vorkommen von Casas de Reina 272

c) Stephanische Flora 274

1. *Pecopteris (Asterotheca) platoni* Grand 'Eury 274
2. Wurzelreste 275

d) Zusammenfassung 276

e) Schriften 276

Einleitung

Herr cand. geol. W. Fricke aus dem geologisch-paläontologischen Institut der Universität Berlin übergab mir zur Bestimmung eine Reihe von Pflanzenresten, die er in den Jahren 1937/38 am Nordrand der Provinz Sevilla und im Südteil der Provinz Badajoz aufgesammelt hat. Herr Fricke fand die Pflanzenreste bei stratigraphisch-tektonischen Untersuchungen in diesem Gebiet (noch nicht abgeschlossene Dissertation bei der Universität Berlin), die er in der Reihe der Arbeiten ausführt, die Herr Prof. Stille von seinen Schülern zur Klärung der Tektonik im Mediterran-Raum durchführen läßt. Die kleine Flora, die Herr Fricke dort zusammengebracht hat, stellt die ersten wesentlichen Pflanzenreste dar, die uns aus dem südspanischen Karbon in Mitteleuropa zu Gesicht kommen. Was

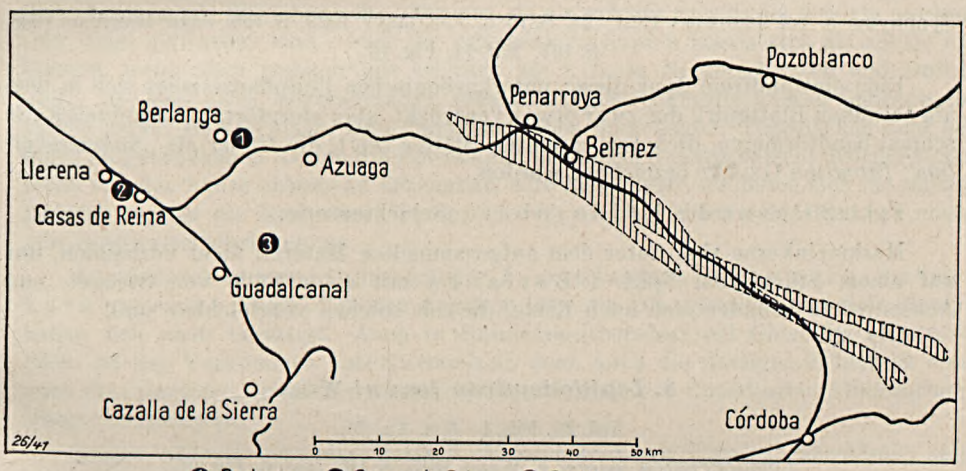
wir bisher von der spanischen Karbonflora wissen, ist spärlich genug; floristische Angaben mit gesicherten Bestimmungen, wie vor allem die Arbeit von Zeiller 1882, beziehen sich fast ausschließlich auf das nordspanische Karbon, das asturische Gebiet mit seinen kleineren Nebenbecken. Das verleiht unseren südspanischen Pflanzenresten eine gewisse Bedeutung. Hinzu kommt, daß die an sich zwar nur geringfügigen Florenfunde doch eine stratigraphisch genaue Einstufung der Schichten, in denen sie gemacht wurden, zulassen und sich darunter die erste und sichere, typische Unterkarbonflora befindet, die uns aus dem spanischen Raume bekannt wird und die sich in Fazies und Zusammensetzung ihrer Pflanzengemeinschaft überraschend eng an unsere mitteleuropäischen Verhältnisse anschließt. Auf Grund all dieser Umstände erschien es angezeigt, es nicht bei der Bestimmung der Pflanzenreste allein zu belassen, sondern ihnen eine gesonderte Publikation zu widmen. Herrn cand. geol. Fricke sei hier für die Überlassung der Stücke gedankt. Ihm verdanke ich auch die näheren Angaben über die geologischen Verhältnisse der Fundpunkte.

Was früher von Karbonpflanzen in Spanien bekannt war, finden wir bei D. Lucas Mallada 1898 zusammengestellt. Die Zusammenstellung basiert nach Zeiller (1892) auf Pflanzenlisten, die von D. Alf. de Areitio y Larrinaga 1874 veröffentlicht worden sind. Hier sind zwar auch Florenangaben aus dem südspanischen Karbon — dem Kohlenbecken von Puertollano und dem Kohlenbecken von Belmez — gemacht worden, aber die Bestimmungen liegen weit zurück, und es ist im einzelnen unbekannt, auf wen sie zurückgehen. Da keine Abbildungen gegeben sind, sind sie unkontrollierbar und für sichere stratigraphische Rückschlüsse nicht zu verwenden. Wichtig ist dagegen in dieser Hinsicht eine Arbeit von Zeiller (1882), dessen Bestimmungen noch durchaus maßgebend sind. Sie betrifft aber nur nordspanisches Karbon, das asturische Kohlenbecken in der Provinz Oviedo mit seinen Nebenbecken in den Provinzen Léon und Palencia, und beschreibt Pflanzenreste, die Barrois bei seinen Untersuchungen 1877 dort aufgesammelt hat. Interessant ist, daß Zeiller darin auch einen ersten unterkarbonischen Fundort im Cordal de Leña auf Grund des Auftretens von *Lyginopteris bermudensiformis (= Sphenopteris distans)* angibt. Diese Pflanze kennen wir aber sowohl aus dem Unterkarbon wie aus dem tiefen Oberkarbon (Namur A); so ist die Unterkarbon-Natur dieses Fundpunktes durchaus zu bezweifeln, zumal inzwischen Delépine 1937 auf Grund der Fauna die Leña-Schichten als Namur und Westfal festgestellt hat. In neuerer Zeit haben Ruiz & Madariaga 1931 eine systematische Beschreibung spanischer Karbonpflanzen begonnen. Auf Grund der Calamiten-Werke von Jongmanns mit Kidston und Kukuk haben sie mit Calamiten-Resten den Anfang gemacht und damit leider mit einer Pflanzengruppe begonnen, mit der stratigraphisch am wenigsten anzufangen ist. Außer in anderen Arbeiten eingestreuten Bemerkungen, von denen Grand 'Eury's „Flora du terrain houiller de la Loire" noch das meiste enthält, ist das so ziemlich alles, was uns an Literatur über spanische Karbonpflanzen zur Verfügung steht.

Nur in neuester Zeit ist noch eine Arbeit von Quiring (1939) über die ostasturischen Steinkohlenbecken (Provinz Palencia) erschienen, die das interessante Ergebnis hatte, daß die dortigen Kohlenvorkommen zwei Becken angehören (Rio Rubagón und Rio Carrión), die sowohl in ihrem paläogeographischen Charakter (paralisch — limnisch) wie in ihrer stratigraphischen Stellung (Westfal A bis C — Westfal D bis Stephan) grundverschieden sind. Hierin sind neben Florenangaben nach Mallada (1898) auch einige Neufunde angegeben, die von Gothan bestimmt wurden.

Schließlich sind noch zwei Arbeiten von Carpentier zu erwähnen, die Spanisch-Marokko betreffen. Die eine (1930 a) beschreibt eine kleine Unterkarbon-Flora aus der Gegend von Casablanca. Die nur wenige Arten umfassende Flora hat durchaus europäischen Anstrich. Farnartiges Laub, das am meisten sagen würde, ist leider nicht dabei. Auffallend ist das stratigraphisch sehr frühe Auftreten von Sigillarien. Die Pflanzenschichten, bei denen auch Fauna vorkommt, werden zwischen Dinant und Namur gestellt. Die zweite Arbeit (1930 b) bringt eine Rotliegend-Flora, hochinteressanter Weise ebenfalls von völlig europäischem Charakter. Genau wie bei uns stellen Callipteriden und Walchien den größten Anteil. In Marokko liegen die Vorkommen zwar beide außerhalb des eigentlichen Spaniens, werfen aber doch ein Licht auf den spanischen Raum und seine karbonfloristische Übereinstimmung mit Mitteleuropa.

Bei den von Fricke untersuchten Karbonvorkommen handelt es sich um einzelne lokale Becken, die — in altpaläozoische (vorwiegend kambrische) Schichten eingelagert — sich als zerstreute Erosionsreste erhalten haben. Die Vorkommen liegen 60—70 km südöstlich des bekannten Kohlenbeckens von Belmez



❶ Berlanga ❷ Casas de Reina ❸ Cortijos de los Charcos

(s. Dannenberg 1908—35, 1, S. 675 und 1926, S. 84), das zur sog. Südgruppe der spanischen Kohlenbecken gehört. Die Lage der hier behandelten Fundpunkte geht aus der Situationsskizze (Abb.) hervor. In der Arbeit von Fricke wird später eine genauere geologische Karte dieses Gebietes gegeben werden.

a) Unterkarbonische Flora

1. Sphenopteridium dissectum Goeppert

Taf. 20, Fig. 7.

Cylopteris dissecta Goeppert 1847, 1848 u. 1852. S. 161, Taf. 14, Fig. 3/4.
Synonyme s. bei Oberste-Brink 1914 und Patteisky 1929, S. 92, Taf. 20, Fig. 1/2.

Es liegt nur das eine hier abgebildete, kleine Blättchen vor. Der Rest läßt nicht nur erkennen, daß es sich um eine archaeopteridische Form und die Gattung

Sphenopteridium handelt, sondern trotz der Kleinheit ist der Rest so charakteristisch, daß er sich der Art nach sicher bestimmen läßt.

Fpkt. 2 Casas de Reina, untere Schichtenserie (unterhalb der Diskordanz).

Sphenopteridium dissectum ist in Deutschland eine häufige und weit verbreitete Kulmpflanze (vor allem in Niederschlesien, z. B. Rothwaltersdorf). Sie ist ferner in Frankreich und England gefunden, aber dort seltener. Sie gehört zur sog. „maximalen" Kulmflora, d. h. zu der Flora, in der Formen von typisch unterkarbonischem Habitus den größten Anteil an der Pflanzengemeinschaft haben (etwa Zone III α—β), ist also in tieferen Kulmschichten häufig, während sie im höchsten Kulm (etwa III γ) so ziemlich verschwindet.

2. *Asterocalamites scrobiculatus* Schlotheim

Taf. 20, Fig. 8 u. 8a.

Calamites scrobiculatus Schlotheim 1820, S. 420, Taf. 20, Fig. 4.

Synonyme s. bei Jongmans 1914—24, S. 75 u. Patteisky 1929, S. 169, dazu Hartung 1938, S. 107, Taf. 14, Fig. 10.

Eine einwandfreie Spur dieser unterkarbonischen Leitpflanze zeigt sich in dem abgebildeten Blattquirl, der zwar etwas verdrückt, aber sternförmig ausgebreitet die schmal-bandförmigen, dichotom geteilten Blätter zeigt, die früher als *„Sphenophyllum" furcatum* Geinitz bezeichnet wurden.

Fpkt. 2 Casas de Reina, obere Schichtenserie.

Marksteinkerne sind unter dem aufgesammelten Material nicht vorhanden, nur auf einem Stück vom Fpkt. 1 Berlanga mit einer Fülle von Stengel- und Achsenresten befinden sich auch Reste, die mit solchen vergleichbar sind.

3. *Lepidodendron losseni* Weiss

Taf. 20, Fig. 1—6 u. 1a, 2a.

Lepidodendron losseni E. Weiss 1885, S. 169, Taf. 6, Fig. 6/7.

Lepidodendron acuminatum der meisten Autoren wie Zeiller, Vaffier, Gothan-Schlosser, Patteisky 1929, Hartung 1938 (non Goeppert 1852, Taf. 23, Fig. 4; Taf. 43, Fig. 8).

Lepidodendron robertii Nathorst 1914, S. 41, Taf. 5, Fig. 9/10; Taf. 14, Fig. 2.

Weitere ausführliche Synonyme werden in der Flora der Tiefbohrungen von Dobrilugk von Gothan & Hartung gegeben werden.

Unter *Lepidodendron losseni* Weiss ist das zu verstehen, was bisher im allgemeinen von den meisten Autoren als *Lepidodendron acuminatum* Goeppert bezeichnet worden ist. Mit dieser Art hat aber eine gewisse Verwirrung bestanden, auf die schon Nathorst 1914 und Jongmans 1929 hingewiesen haben und die jetzt von Gothan & Hartung bei der Bearbeitung der Flora der Dobrilugker Tiefbohrungen bereinigt worden ist. Näheres darüber ist in dieser Arbeit, die aber noch im Erscheinen begriffen ist, nachzulesen. Es hat sich herausgestellt, daß die gewöhnlich als *Lepidodendron acuminatum* Goeppert beschriebenen und angegebenen Reste sich durch eine deutliche Querrunzelung auf den Blattpolstern und durch eine im obersten Teil des Polsters liegende und nur selten deutliche Blattnarbe von

dem Goeppert'schen Original unterscheiden. Dessen Polster sind im Gegensatz dazu glatt und tragen eine deutliche, ungefähr in der Mitte des Polsters liegende Blattnarbe. Durch Erhaltungszustand sind diese Unterschiede nicht zu erklären. Der Typus dieses quergerunzelten *Lepidodendron* ist zuerst von Weiss l. c. in einer allerdings sehr mäßigen Abbildung wiedergegeben, doch hat eine Besichtigung des Weiss'schen Originalstückes die Sache endgültig geklärt.

Die Art ist die häufigste unter dem von Fricke gesammelten Material, und zwar ist sie an beiden unterkarbonischen Fundpunkten 1. Berlanga wie 2. Casas de Reina (obere Schichtenserie) in mehreren Stücken gefunden worden, vom letzteren Fundpunkt sogar nicht allein Stammreste, sondern auch beblätterte Zweige und Zapfen. Die Blattpolster der Stämmchen zeigen in ausgezeichneter Weise die charakteristische Querrunzelung, die sich auch auf den schmalen Polstern der Seitenzweige, soweit sie nicht zu dünn werden, noch bemerkbar macht. Die wenig deutliche Blattnarbe ist auf den Stämmchen im oberen Teil des Polsters als konkaver Hohlraum zu sehen, der meist mit Gestein oder Kohle ausgefüllt ist. Die Zweige sind mit kurzen, schwach gebogenen Blättchen nach Art des *Lepidodendron lycopodioides* Sternberg besetzt. Vielfach wie auf Fig. 4 der Taf. 21 sehen die Blättchen sehr dünn aus, da sie mit der Spreite im Gestein stecken und längs gebrochen sind. Auch die zugehörigen Zapfen lassen sich als solche erkennen, wenn auch weniger gut erhalten als z. B. in Niederschlesien und Dobrilugk. Sie sind klein, parallelrandig, schmal-langgestreckt; die kurzen Sporophylle stehen zuerst senkrecht ab, sind dann nach oben umgebogen. Dazwischen sind bei längs aufgebrochenen Resten die Sporangien als länglich-ellipsoidische Körper senkrecht von der Achse abstehend erkennbar. Alle diese Reste schließen sich im ganzen Habitus eng an die Reste der Art an, wie wir sie aus Niederschlesien, vor allem von Rothwaltersdorf kennen.

Lepidodendron losseni (das frühere *L. acuminatum)* ist eine rein unterkarbonische Form. Frühere Angaben über ein Hinaufreichen ins tiefe Namur haben sich nicht bestätigt. Auch in Hainichen-Ebersdorf bei Chemnitz (Hartung 1938) ist das Vorkommen unterkarbonisch, denn auch die dortigen Schichten sind nach dem neuesten Stand der Stratigraphie unterhalb der Unterkarbon/Oberkarbon-Grenze einzustufen.

Einige schlecht erhaltene Reste, z. T. subepidermale Erhaltungszustände, sind nur als *L. cf. losseni,* z. T. nur als *Lepidodendron* sp. zu bestimmen, dürften aber wohl auch zu unserer Form gehören.

4. Lepidophyllum sp.

Taf. 20, Fig. 9—11.

Von Casas de Reina (obere Schichtenserie) liegen die abgebildeten Bruchstücke kleinerer, schmalblättriger Lepidophyllen vor. Das eine besitzt die Form von *Lepidophyllum lanceolatum,* ist aber wesentlich kleiner (Fig. 9), die anderen nähern sich mehr dem von Hartung beschriebenen *Lepidophyllum angustifolium,* sind aber ebenfalls kleiner. Der Sporangien tragende Teil ist nicht erhalten. Eine nähere Bestimmung ist bei der noch recht im Argen liegenden Systematik dieser Formen nicht möglich. Auch ist man, wenn die Sporangien fehlen, nicht sicher, ob es sich nicht um sterile Blätter handelt.

Für die Stratigraphie sind solche Reste nichtssagend.

Stigmaria ficoides Brongniart

Stigmaria ficoides Brongniart 1822, S. 9 u. 28, Taf. 1, Fig. 7.

Weitere Synonyme s. bei Patteisky 1929, S. 188.

Das Stück stammt von Berlanga. Zusammen mit einem wurzelbodenartigen Stück ist es ein Hinweis, daß in den Schichten von Berlanga trotz des groben Sediments zumindest einzelne Lagen Wurzelböden vergleichbar sind und die Sedimentation nahe an der Kohlenbildung war. Dazu paßt auch das Auftreten von *Lepidodendron losseni,* das uns jetzt als Angehöriger der flöznahen Pflanzengemeinschaft von mehreren Fundorten bekannt ist.

Von Casas de Reina liegt aus dem Liegenden der Flöze echter Wurzelboden mit Stigmarien-Appendices vor.

b) Vorkommen

Die obige unterkarbonische Flora ist aus 2 Fundpunkten aufgesammelt worden:

1. Das Vorkommen von Berlanga

Es besteht aus Sedimenten mit an sich typisch kulmischem Habitus, aber mit einer Fauna, wie sie sonst nur in Kohlenkalkfazies vorkommt. In der Mitte dieser Nordwest-Südost gestreckten karbonischen Zone sind die Sedimente konglomeratisch, nach beiden Seiten zu gehen sie in Schiefer über. In den Schiefern der nordwestlichen Seite fanden sich die Pflanzenreste. Es sind

cf. *Asterocalamites scrobiculatus* Schlotheim
Lepidodendron losseni Weiss
Lepidodendron cf. *losseni* Weiss
Lepidodendron sp. (subepidermale Erhaltungszustände)
Stigmaria ficoides Brongniart
Stengelreste und Stigmarien-Appendices.

Auf Grund dieser Formen, vor allem des allein vorherrschenden *Lepidodendron losseni,* ist die Altersstellung dieser Schichten einwandfrei als unterkarbonisch zu bestimmen. Ein näherer Horizont innerhalb des Unterkarbons ist nach der Flora nicht feststellbar.

2. Das Vorkommen von Casas de Reina

Das Vorkommen ist besonders durch seine tektonischen Verhältnisse interessant. Es handelt sich um zwei verschiedene Schichtengruppen, die durch eine sehr beträchtliche Diskordanz getrennt werden. Die Diskordanz soll der sudetischen Phase entsprechen. Die untere Schichtengruppe aus schiefrigen Gesteinen ist durch Fauna als Visé belegt. Als einziger pflanzlicher Rest fand sich darin das Einzelblättchen von

Sphenopteridium dissectum Goeppert.

Diskordant eingefaltet und mit einem Basalkonglomerat transgredierend liegt darüber die obere Schichtengruppe aus sandigen und tonigen Sedimenten mit Kohlenflözen (bis zu 4), auf denen ehemals Bergbau umgegangen ist. In grauwackenführenden Schiefern über der Kohlenzone fanden sich in einzelnen Lagen die Pflanzenreste:

Asterocalamites scrobiculatus Schlotheim, Blattquirl
Lepidodendron losseni Weiss, Stämmchen, beblätterte Zweige und Zapfen
Lepidophyllum sp.

In Analogie zu den kohlenführenden Schichten im Becken von Belmez sind diese eingefalteten Schichten mit Kohlenflözen als Westfal erklärt worden. Durch ihre Flora weisen sie sich jetzt als noch unterkarbonisch aus. Gerade auch durch die tektonischen Verhältnisse drängt sich ein Vergleich mit dem Chemnitzer Karbon auf (s. Hartung 1938, S. 36). Dort liegen die kohlenführenden Schichten von Hainichen-Ebersdorf und Borna bei Chemnitz mit sudetischer Diskordanz auf Kristallin und älterem Paläozoikum sowie eingeschuppten Schichten, die nach Analogie ihrer petrographischen Beschaffenheit ältere Kulm-Schichten darstellen sollen. Die Schichten von Hainichen-Ebersdorf und Borna sind neuerdings ins höchste Unterkarbon zu stellen[1]), die sudetische Diskordanz liegt demnach dort im oberen Unterkarbon. Die obere Schichtenserie von Casas de Reina hat mit ihrer Häufigkeit von *Lepidodendron losseni* viel Vergleichbares mit dem Hainichen-Ebersdorfer Kohlengebirge. Sie ist auf jeden Fall noch unterkarbonisch, braucht aber keineswegs älter zu sein als die kohlenführenden Schichten bei Chemnitz, also höchstes Unterkarbon. Die diskordant unterlagernden Schichten sind durch die Fauna in ihrem Alter bestimmt, auch das darin gefundene *Sphenopteridium dissectum* als Angehöriger der sog. „maximalen" Kulmflora weist auf höheres Kulmalter hin. So scheint auch hier die Möglichkeit vorzuliegen, den Zeitpunkt der sudetischen Diskordanz sehr genau zu fixieren und als noch im Unterkarbon liegend zu bestimmen.

Da der von Zeiller als Unterkarbon erklärte Fundpunkt im Cordal de Leña im nordspanischen Karbon unsicher ist, stellen die beiden geschilderten Vorkommen das erste bekannt gewordene Auftreten einwandfrei unterkarbonischer Flora in Spanien dar. So wenig artenreich diese Unterkarbonflora bisher freilich ist, so läßt sich doch erkennen, daß sie mit der Häufigkeit von *Lepidodendron losseni* durchaus mitteleuropäischen Anstrich hat, wie das hier auch schon von der kleinen Unterkarbonflora Carpentier's (1930a) aus Spanisch-Marokko hervorgehoben wurde. *Lepidodendron losseni* kennen wir auch aus dem Norden, aus der unterkarbonischen Flora Spitzbergens (s. Nathorst 1914). Ihr soweit südliches Vorkommen in Spanien ist in pflanzengeographischer Hinsicht interessant und ein weiterer Hinweis auf die große Einheitlichkeit der unterkarbonischen Flora, der noch all die feineren pflanzengeographischen Verschiedenheiten fehlen, die sich im Oberkarbon zwischen den einzelnen Becken bemerkbar machen (s. Gothan 1909).

Weiterhin zeigen uns die spanischen Vorkommen ihr Hauptfossil *Lepidodendron losseni* Weiss in Schichten von durchaus flöznaher Fazies. In den Schichten von Casas de Reina, wo auch beblätterte Zweige und Zapfen dieser Form vorkommen, treten Kohlenflöze auf; in Berlanga ist zwar keine Kohle vorhanden, aber andere Anzeichen (wurzelbodenartige Stücke) deuten darauf hin, daß die Fazies nicht weit von der Kohlenbildung entfernt war. Es entspricht das ganz

[1]) Ich habe die Schichten auf Grund ihrer Fossilführung seinerzeit als tiefstes Oberkarbon erklärt und mit den Oberen Wagstätter Schichten der Mährisch-Schlesischen Dachschieferformation parallelisiert. (Hartung 1937 u. 1938.) Auf Grund neuerer Goniatitenfunde (s. Ruprecht 1936, S. 260) sind jetzt auch die oberen Wagstätter Schichten noch ins Unterkarbon zu stellen, und damit fällt auch Hainichen-Ebersdorf und Borna bei Chemnitz unterhalb der Unterkarbon/Oberkarbon-Grenze.

den Erfahrungen, die wir jetzt auch in Mitteleuropa gemacht haben. Erst war *Lepidodendron losseni* (das frühere *L. „acuminatum"*) dort nur aus flözleerer und ferner Unterkarbon-Fazies bekannt wie z. B. in Niederschlesien und im Harz. Dann hat die Art als Kohlenbildner zuerst Hartung 1938 aus den Schichten von Hainichen-Ebersdorf bei Chemnitz bekannt gemacht, und in dieser Rolle haben wir sie nun auch aus den Tiefbohrungen von Dobrilugk zur Genüge kennen gelernt. Im Gegensatz dazu treten manche andere Kulmpflanzen niemals in flöznaher Fazies auf wie z. B. *Cardiopertis frondosa,* ein sonst im Unterkarbon so allgemein verbreitetes und leitendes Fossil. Aus diesen Gründen fehlt z. B. *Cardiopteris frondosa* im Spitzbergener Unterkarbon. Ihr Fehlen in den hier behandelten südspanischen Vorkommen entspricht diesen Verhältnissen, und aus den gleichen Gründen ist auch bei weiteren Aufsammlungen ihre Auffindung dort kaum zu erwarten.

c) Stephanische Flora

1. Pecopteris (Asterotheca) platoni Grand 'Eury

Taf. 21, Fig. 1—4 u. 2a, 3a.

Pecopteris platoni Grand'Eury 1890—92, S. 273, Taf. 20, Fig. 2/3.

Weitere Synonyme siehe bei Hartung 1935, S. 81, Taf. 12, Fig. 37—40; Taf. 13, Fig. 57.

Die von dem stephanischen Fundpunkt Frickes stammenden Reste gehören samt und sonders dieser Art an. Es sind langdreieckige Seitenteile einer *Pecopteris* mit langen, nahezu parallelrandigen Blättchen. Die Blättchen mit stark abgerundetem Gipfel, in der sonstigen Gestalt variabel: z. T. breiter, dann dichter stehend, fast bis zu gegenseitiger Berührung, z. T. schmäler und dann auffallend locker gestellt und z. T. bogig gekrümmt. Sie sind leicht gewölbt, z. T. erscheinen sie von einem Saum umgeben. Die Blättchen sitzen breit an und laufen an der Achse ein wenig herab. Hauptsächliches Merkmal ist die auffallend breite, rinnenförmig eingesenkte Mittelader mit rauher, längsrunzeliger Oberfläche und die ebenfalls sehr breite und fein längsrunzelige Achse der Seitenteile, die außerdem eine lockere Punktierung besitzt. Von guterhaltenen Resten anderer Vorkommen weiß man, daß die rauhe Längsrunzelung der breiten Mittelader darauf beruht, daß in der breiten Mittelrinne die eigentliche Mittelader flexuos hin- und hergebogen verläuft (s. Hartung l. c. Taf. 12, Fig. 38 A u. 40). Spuren davon lassen sich auch auf dem Stück, das die Seitenadern erhalten zeigt, erkennen (Fig. 3 a). Die Seitenadern sind im allgemeinen nicht erhalten; wo sie erkennbar sind, sind sie sehr locker, zum Rande etwas umgebogen, einmal gegabelt; der anadrome Ast im allgemeinen dann nochmals geteilt.

Mit der Lockerkeit der Aderung, der unregelmäßigen Blättchengestalt und der Anheftungsweise der etwas herablaufenden Blättchen erinnern die Stücke an *Pecopteris candolleana* Brongniart, geben sich aber durch die auffallend breite, rauhgerunzelte Mittelader und die Beschaffenheit der Achsen als *Pecopteris platoni* zu erkennen . Weiteres über die Art siehe bei Hartung l. c.

Nach der Abbildung Grand 'Eury's l. c. Taf. 20, Fig. 2 ist es sehr wahrscheinlich, daß auch die übrigen Reste dieses Fundpunktes, von dem wir einen hier abbilden (Taf. 2, Fig. 4), ebenfalls zu *Pecopteris platoni* gehören. Sie werden aus tieferen Wedelteilen stammen, wo aus den Blättchen durch weitere Lappung Seitenteile mit kurzen, gedrungenen Blättchen hervorgegangen sind. Darauf deutet auch der lange Endlappen des einen Seitenteils auf Fig. 4 hin. Die Bättchen sind

zwar weniger gewölbt, und eine Mittelader in den Einzelläppchen ist noch nicht hervortretend, doch ist das auf Grand 'Eury's Rest ebenfalls der Fall, so daß ich keine Bedenken trage, die Stücke hier mit hinzuziehen.

Pecopteris platoni ist nur aus stephanischen Schichten bekannt. Es ist in Deutschland eine seltene Form; sie liegt aus Süd-Frankreich, mehreren Becken des Zentral-Plateaus, dem West-Balkan (Bulgarien) und Saarbrücken vor, von wo Simson-Scharold sie mit *Astherotheca*-Fruktifikationen bekannt gemacht hat, also alles rein limnische Becken.

2. Wurzelreste

Von Herrn Fricke wurde mir ein Stück übergeben, auf dem zusammen mit etwas Laub der *Pecopteris platoni* bandartige Wurzelanhänge zu sehen sind, die von einem schwach-längsstreifigen, aber sonst mit keinerlei Narben versehenem Rhizom auszugehen scheinen. Ob das die Bewurzelung unserer *Pecopteris* ist, ist nicht sicher zu sagen.

Von echten Stigmarien hat sich hier nichts gezeigt, und das ist auch nicht verwunderlich, da im Stephan *Stigmaria ficoides* schon sehr zurücktritt und durch andere Bewurzelungen von stephanischen Pecopteriden, Calamiten, Cordaiten u. a., z. T. auch durch *Stigmariopsis* ersetzt wird. Die Autochthonie der auftretenden Flöze ist deswegen genau so klar.

Der dritte Fundpunkt Fricke's, von dem diese Reste stammen, ist das Gehöft Cortijo de los Charcos, ca. 4 km NO-wärts von Guadalkanal. Über gefaltetem Altpaläozoikum transgrediert hier eine arkosenhaltige Schichtenserie mit Kohlenflözen, die ehemals abgebaut wurden. In alten Pingen fanden sich die Pflanzenreste aus dem Hangenden eines dieser Flöze. Früher ist hier offenbar bereits gesammelt worden. Denn bei Mallada 1898 findet sich von diesem Fundpunkt *Pecopteris polymorpha* und *Pecopteris oreopteridia* Schlotheim erwähnt (ebenfalls zitiert in einer alten Arbeit von F. de las Barras de Arragon 1899). Diese Bestimmungen, auf die der Autor durch Angabe dieser Arten aus dem Becken von Belmez gekommen ist, entbehren jedoch jeglicher Grundlage.

Obwohl nur die eine Form vorliegt, ist die Altersstellung des Fundpunktes sicher zu bestimmen. Es handelt sich um Stephan und zwar sehr wahrscheinlich um Oberes Stephan.

Zum Schluß sei zum Vergleich die Schichtenfolge des benachbarten Beckens von Belmez herangezogen. Bei Mallada 1902 findet sich daraus folgende Florenliste angegeben:

Sphenopteris artemisiaefolioides
„ *tridactylites*
Pecopteris pennaeformis
„ *pluckeneti*
„ *hemitelioides*
„ *miltoni*
Alethopteris serli
Neuropteris cordata
„ *gigantea*
„ *flexuosa*
„ *heterophylla*
„ *scheuchzeri*
„ *auriculata*

Dictyopteris brongniarti
Ptychopteris monodiscus
Sphenophyllum emarginatum
Calamites suckowi
„ *approximatus*
„ *undulatus*
„ *cisti*
„ *cannaeformis*
Calamocladus foliosus
Lepidodendron dichotomum
„ *rimosum*
Sigillaria tesselata
„ *elegans*
„ *laevigata*
„ *scutellata*
„ *mammillaris*
„ *rhomboidea*
„ *brongniarti*
Cordaites borassifolius
Stigmaria ficoides
Cardiocarpus sp.
Rhabdocarpus sp.

Wie weit diese Bestimmungen richtig sind, läßt sich nicht sagen. Ein Zusammenvorkommen der obigen Flora in einer einzigen Schichtenstufe ist jedenfalls ausgeschlossen. Soviel sich aus der Liste mutmaßen läßt, handelt es sich um Pflanzen aus verschiedenen Schichten, die dann dem tieferen Westfal A *(Sigillaria elegans!)* bis hinauf ins höhere Westfal C *(Neuropteris scheuchzeri, Spenophyllum emarginatum, ?Neuropteris ovata?)* entsprechen könnten. Unterkarbon und Stephan sind aber jedenfalls nicht vorhanden. Damit ergibt sich aus der floristischen Untersuchung, daß die drei hier behandelten Vorkommen mit der Schichtenfolge im benachbarten Becken von Belmez offenbar nichts zu tun haben.

d) Zusammenfassung

Es werden einige Pflanzenreste aus einzelnen lokalen Karbonvorkommen, ca. 60 bis 70 km SO des Beckens von Belmez, aus Süd-Spanien beschrieben. Die Geologie der Vorkommen wird in einer Arbeit von Fricke behandelt werden. Auf Grund der Flora läßt sich die Altersstellung eindeutig festlegen. 2 Vorkommen sind unterkarbonisch, eines hat stephanisches Alter. Die Unterkarbon-Vorkommen haben die erste unterkarbonische Flora geliefert, die uns aus Spanien bekannt wird. Das hauptsächlichste Fossil ist *Lepidodendron losseni* Weiss (das frühere *Lepidodendron acuminatum* Goeppert der meisten Autoren), das auch mit dem ganzen Hybitus seines Vorkommens den spanischen Fundstellen einen durchaus mitteleuropäischen Anstrich gibt. Das Fossil des Stephan-Vorkommens ist *Pecopteris platoni* Grand'Eury, bisher vorwiegend aus Süd- und Mittel-Frankreich bekannt.

e) Schriften

Areitio y Larrinaga, D. A. de: Enumeracion de plantas fosiles Españiolas. — An. Soc. Españ. hist. natur., 3, S. 225. 1874.

Barras de Arragon, D. F. de las: Apuntes para una descripcion geologico-mineralogico de la Provincia de Sevilla. — 355 S. Palencia 1899.

Brongniart, A.: Sur la Classification et la distribution des végétaux fossiles. — Mém. Mus. Hist. natur., 8, 91 S., 6 Taf. Paris 1822.

Carpentier, A.: Flore Viséenne de la région de Kasba ben Ahmed. — Serv. Mines et Carte géol. Maroc, Notes et Mém., 17 S., 6 Taf. Grenoble 1930 (1930a).

— : Flore Permienne du Bou Achouch (Maroc central). — Ebenda. 40 S., 12 Taf. (1930b).

Dannenberg, A.: Geologie der Steinkohlenlager. — 1908—1935.

— : Die Steinkohlenbecken Spaniens in: Schumacher, Übersicht über die nutzbaren Bodenschätze Spaniens. Beih. int. Bergwirtsch., 1, S. 84—96, 7 Abb. Leipzig 1926.

Delépine, G.: Le Carbonifère du Sud de la Françe (Pyrénées et Montagne noire) et du Nord-Ouest de l'Espagne (Asturies). — C. R. IIme Congr. Stratigr. carbon., Heerlen 1935, S. 139—158. 1937.

Goeppert, H. R.: Fossile Flora des Übergangsgebirges. — Verh. k. Leop. Carol. Akad. Naturf., 14, Suppl., 219 S., 44 Taf. Breslau und Bonn 1852.

Gothan, W.: Weiteres über floristische Differenzen (Lokalfärbungen) in der europäischen Carbonflora. — Z. deutsch. geol. Ges., 61, Mber., S. 313—325. 1909.

Grand'Eury, M. C.: Flore carbonifère du Département de la Loire et du Centre de la Françe. Paris 1877.

— : Géologie et Paléontologie du Bassin houiller du Gard, Saint Etienne. — 1890.

Hartung, W.: Flora und Altersstellung des Karbons im Westbalkan (Bulgarien). — Paläontogr., B, 80, S. 52—99, 6 Taf., 4 Abb., 1 Tab. Stuttgart 1935.

— : Die Flora des sogenannten „Kulms" von Chemnitz als Flora des ältesten Oberkarbons. — C. R. IIme Congr. Stratigr. carbon., Heerlen 1935, S. 263—270, 2 Tab. 1937.

— : Flora und Altersstellung des Karbons von Hainichen-Ebersdorf und Borna bei Chemnitz. — Abh. sächs. geol. Landesamt, 18, 140 S., 19 Taf., 8 Abb., 4 Tab. 1938.

Jongmans, W. J.: Fossilium Catalogus, II, P. 1, 15, 16, 18, 21, 22: Lycopodiales, 1434 S. 1913—30, P. 2—5, 7, 9, 11: Equisetales, 831 S. 1914—24.

Mallada, L.: Memorias de la Comision del Mapa Geologico des España, 3: Sistemas devoniano y carbonifero. — Madrid 1898.

— : Memoria descriptiva de la Cuenca carbonifera de Belmez. — Bol. Com. Mapa geol. España, 6, 2 (1899). Madrid 1902.

Nathorst, A. G.: Zur fossilen Flora der Polarländer. I. T., Lief. 4: Nachträge zur paläozoischen Flora Spitzbergens. — 110 S., 15 Taf., 21 Abb. Stockholm 1914.

Oberste-Brink, K.: Beiträge zur Kenntnis der Farne und farnähnlichen Gewächse des Culms von Europa. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1914, 35, I, S. 63—153, 5 Taf. Berlin 1915.

Patteisky, K.: Die Geologie und Fossilführung der Mährisch-schlesischen Dachschiefer- und Grauwackenformation. — Naturwiss. Ver. Troppau, 354 S., 24 Taf. 1929.

Quiring, H.: Die ostasturischen Steinkohlenbecken. Arch. Lagerst.-Forsch., 69, 66 S., 3 Taf., 14 Abb. Berlin 1939.

Ruprecht, L.: Die Biostratigraphie des obersten Kulm im Sauerlande. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1936, 57, S. 238—283, 2 Taf., 18 Abb. Berlin 1937.

Ruiz, F. M. & Madariaga, R. R.: Vegetales fossiles del carbonifero españiol. — Bol. Inst. geol. y minero España, 52, S. 199—225, 5 Taf. Madrid 1931.

Schlotheim, E. F. von: Die Petrefactenkunde. — Gotha 1820.

Simson-Scharold, E.: Zur Kenntnis der Carbonflora des Saargebietes. — Paläontogr., 79, B, S. 1—66, 7 Taf. Stuttgart 1934.

Weiss, E.: Zur Flora der ältesten Schichten des Harzes. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1884, S. 148—180, 3 Taf. Berlin 1885.

Zeiller, R.: Note sur la Flora houillère des Asturies. — Mém. Soc. Nord, 1, 3, 22 S. Lille 1882.

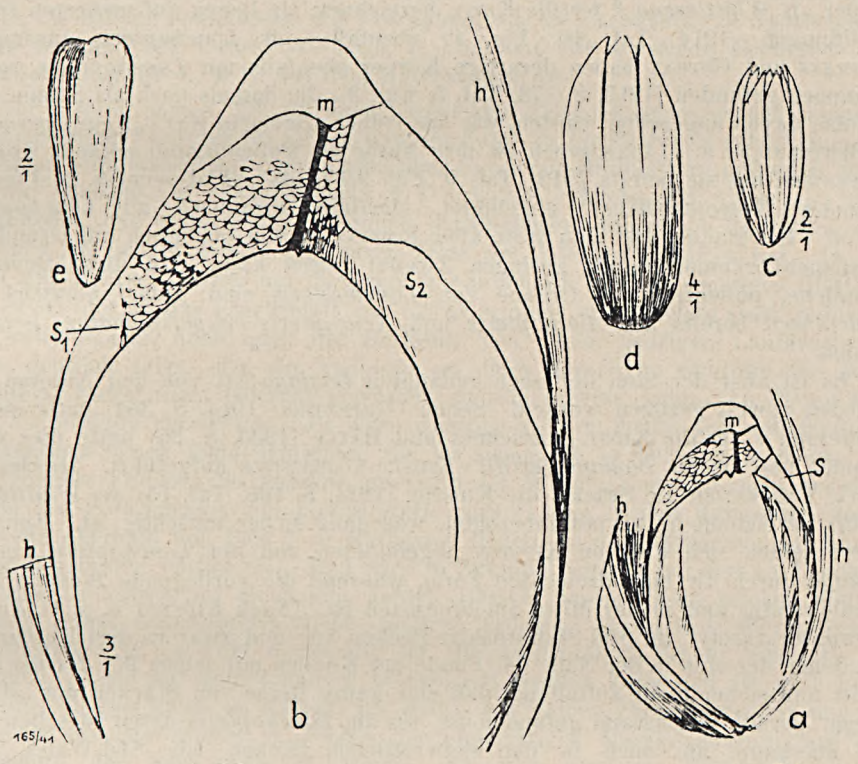
Über die Samen und Pollenorgane von *Lonchopteris rugosa*

Von Walther Gothan, Berlin

Tafel 22 und 1 Abbildung

In der Sammlung der Reichsstelle für Bodenforschung kam mir ein Stück aus dem Wurm-Revier (Aachen) in die Hand, auf dem sich neben einigen Blattstücken von *Lonchopteris rugosa* und einem schlecht erhaltenen *Lepidodendron* cf. *lycopodioides* eine Frucht mit Hüllblättern befindet, die bei näherer Betrachtung so eigentümliche Skulpturen erkennen ließ, daß sie hier näher beschrieben werden soll, zumal die Zugehörigkeit zu *Lonchopteris* nach dem nunmehrigen Tatsachenbefund wohl außer Zweifel steht. Wie die Abbildung zeigt, ist die Frucht oder der Same noch von schmalen Hüllblättern umgeben. Seine eigentliche Form oder genauer gesagt die des Samenkerns ist nicht genau erkennbar, da die Sarkotesta noch in nennenswerter Dicke darum sitzt. Es macht aber den Eindruck, als ob eine Art von *Trigonocarpus* darunter verborgen steckt. Oberhalb des Samenkerns ist noch ein größeres Stück der Sarkotesta sichtbar, das eine Mitteltrace zeigt, die wohl nach Analogie von *Trigonocarpus*-Arten die Linie der Mikropyle darstellt; eine Kohlenschnur folgt dieser Linie und ist durch Präparation deutlicher hervorgetreten (vgl. Abb. a, b und Taf. 22, Fig. 1, 2). Das obere Ende der Mikropyle ist nicht sichtbar, sondern durch Kohlenbedeckung verdeckt. Am oberen Ende der Sarkotesta zeigt sich an beiden Seiten nun eine eigentümliche Skulptur netzadriger Art, die sehr an die Aderung von *Lonchopteris* erinnert, von der daneben ein Blättchen liegt (und auf der Rückseite ein größeres Stück). Im ersten Augenblick hielt ich die Sache für eine Täuschung und glaubte, daß ein Blattstück sich zufällig an diese Stelle geschoben hätte. Das ist aber nicht der Fall, wie man bei der Präparation und genaueren Betrachtung sieht. Auch zeigt sich, daß die Skulptur auf beiden Seiten der Mikropylen-Linie (Abb. a, b bei m) an dem Stück der Sarkotesta deutlich sichtbar ist. An der einen Seite ist sie allerdings z. T. weggebrochen, dafür aber an der anderen Seite vollständig. Beide Seiten sind ganz symmetrisch in dieser Weise skulpturiert (Taf. 22, Fig. 2 u. Abb. b bei S_1). Trotzdem ich mich anfangs dagegen gesträubt habe, muß man annehmen, daß es sich um eine Oberflächenskulptur der Sarkotesta handelt; daß diese äußerlich so sehr der *Lonchopteris*-Aderung ähnelt, kann unmöglich als Zufall gedeutet werden. Man muß vielmehr annehmen, daß die Blattaderung an dem oberen Teil der Sarkotesta noch erhalten ist und daß es sich bei dem vorliegenden Fund um einen Samen von *Lonchopteris* handelt, wozu auch die ganze Sachlage Veranlassung gibt. In der Literatur sind schon einige Angaben über Funde von *Lonchopteris*-Samen gemacht worden, die auf Zusammenvorkommen dieser Körper mit *Lonchopteris* beruhen. Eine Angabe ist schon ziemlich alt und rührt von Renier und seinen Mitarbeitern her (1910, Taf. 95 b), der einen vielrippigen Samenkern als *Polygonocarpus* cf. *multistriatus* (Sternbg.) sp. als „associé à *Lonchopteris rugosa*“ abbildet. Einen

ganz ähnlichen Samenkern hat Carpentier (1928, Taf. 34, Fig. 1) als „graine du *Lonchopteris rugosa*“ auf Grund von Association mit Blattresten als dazugehörig angesprochen und abgebildet. In der Sammlung der Berggewerkschafts-Kasse in Bochum findet sich zusammen mit *L. rugosa* ebenfalls ein Samenkern, der aber nicht vielrippig ist, soviel das Stück erkennen läßt (Taf. 22, Fig. 3). Was nun unser Stück Taf. 22, Fig. 1, 2 angeht, so könnte natürlich als Samenkern sowohl ein mehrrippiger Same als auch ein gewöhnlicher *Trigonocarpus* darin stecken, was



gez. Thiem.

a. *Dictyotesta lonchopteroides* Gothan. n. g. et sp. Skizze in 1/1 mit Hüllblättern.
b. desgl. etwa 2 1/2 mal.
m. Mikropylenlinien; h. Hüllblätter.
s. Sarkotesta mit Netzaderung oben.
c, d. *Boulaya hallei* Gothan n. sp., Skizzen nach Carpentier 1928. c. 2/1, d. 4/1.
e. *Boulaya fertilis* Kidston. Skizze, um die Form zu zeigen. 2/1 nach Kidston 1914.

von außen nicht klar zu erkennen ist. Nach der Mehrheit der Funde kann man annehmen, daß zu *L. rugosa* ein mehrrippiger Same gehört hat. Die bisherigen Funde sind außer unserem hier näher behandelten Stück nur Samenkerne, nicht ganze Früchte mit Sarkotesta. Diese Samenkerne ähneln auch stark denjenigen,

die schon von Fiedler (1857) als „*Trigonocarpus schultzianus*“ abgebildet worden sind.

Außer den obengenannten Samen sind auf *Lonchopteris* noch männliche Fruktifikationen bezogen worden, die jetzt als *Boulaya* bezeichnet werden (vgl. Carpentier 1925, S. 149, Taf. 6, Fig. 1 und 1928, S. 3, Abb. 2, Taf. 34, Fig. 2, 9; unsere Abb. c, d und Taf. 22, Fig. 4). Über diese hat sich näher Halle geäußert (1933, S. 24), der sie für dreieckig hält, mit einem Hohlraum in der Mitte und einer Pollenregion innerhalb der Sporenkapsel; sie sind im Prinzip wie *Aulacotheca* und *Goldenbergia* konstruiert. In einer früheren Schrift hatte Carpentier derartige Körper als *Whittleseya ? fertilis* Kidst. bezeichnet; sie liegen auf mehreren seiner Abbildungen (1914, Taf. 10, Fig. 1) ebenfalls mit *Lonchopteris* zusammen. Jongmans und Gothan haben derartige Körper ebenfalls mit *Lonchopteris rugosa* zusammen gefunden (1915, S. 173, Taf. 5, Fig. 3), die damals noch als Samen oder Cupulae davon angesehen wurden, wie das früher allgemein war („*Neurospermum*“ P. Bertrand u. a.). Inzwischen ist ihre Natur als Pollenorgane erkannt worden. Carpentier hat sie bereits 1913 (Taf. 9, Fig. 9/10) als „inflorescences de Pteridospermées (Neuropteridées)“ abgebildet, ebenfalls zusammen mit *Lonchopteris rugosa*. Ich glaube, daß man trotz aller Reserve in den Schlüssen auf Grund des Zusammenvorkommens nur geringen Zweifel hegen kann, daß diese Boulayen männliche, pollentragende Organe von *Lonchopteris* sind, zumal ähnliche wie *Aulacotheca* bereits auf *Alethopteris* und *Neuropteris (imparipinnatae)* bezogen werden.

Es ist aber der Sinn der oben genannten *Boulaya*-Art von den Autoren entschieden zuweit gezogen worden. Schon Carpentier (1914, S. 364) hatte sie als *Wittleseya ? fertilis* Kidst. bezeichnet und Halle (1933, S. 25) hatte dies übernommen und sie als *Boulaya fertilis* (Kidst.) Carpentier aufgeführt. Hierbei hat er wie Carpentier die Stücke, die Kidston (1914, S. 166, Taf. 15) als *Whittleseya fertilis* bezeichnet hatte, miteinbezogen, was ganz sicher unrichtig ist. Zunächst unterscheiden sich die von Kidston abgebildeten von der *Lonchopteris rugosa-Boulaya* durch die lang dreieckige Form, während die vorliegende *Boulaya mehr* parallelrandig und in der Mitte am breitesten ist. Nach Kidston a. a. O. kommt *L. rugosa* „rarely“ im Süd-Staffordshire-Becken vor und zwar in drei Horizonten, von denen der eine in der Nähe der Funde der Knollen mit seiner *Wh. fertilis* liegt. Es ist nun sicher recht auffallend, daß eine ganze Reihe von Stücken der „*Whittleseya*“ gerade in England gefunden ist, wo die *Lonchopteris*-Arten so selten sind und überhaupt nur noch in den südwestlichen Becken wie Süd-Wales, Süd-Staffordshire als Seltenheiten bekannt geworden sind. Trotzdem wäre die Zugehörigkeit dazu denkbar, da ja in Süd-Staffordshire in ähnlichen Horizonten wie die „*Whittleseya*“ auch *Lonchopteris rugosa* angegeben wird. Kidston meint, daß die zahlreichen dort in den „Ten feet ironstone measures“ gefundenen Stücke vielleicht von einem oder wenigen Individuen oder Fruchtständen herrühren könnten; sie finden sich auch nur an diesem einen Punkt. Das ist natürlich möglich. Es ist nun aber auch möglich, daß sie zu den anderen, häufiger dort vorkommenden Formen gehören, als welche von Medulloseen *Neuropteris heterophylla* und *Alethopteris lonchitica* angegeben werden, die sicher ähnliche Fruktifikationen gehabt haben, wenn man auch noch nicht genauer weiß, wie diejenigen dieser Typen ausgesehen haben. Jedenfalls ist es nicht richtig, ohne weiteres die pollentragenden Organe wie *Boulaya* Carpentier mit „*Whittleseya*“ *fertilis* a r t m ä ß i g zu vereinigen. Die allgemeinen Beziehungen dieser sind von Kidston schon früher richtig erkannt worden, man sollte aber die Kidston'sche Form als besondere

Boulaya-Art behandeln und die vermutlich zu *Lonchopteris rugosa* gehörigen, mehr parallelrandigen Formen als eigene Art führen: *Boulaya hallei* n. sp.

Wichtig ist an der ganzen Sache nun, daß man wohl ohne größeres Zaudern aussprechen kann, daß man von *Lonchopteris rugosa* auf diese Weise sowohl die Samen und die Samenkerne als auch die männlichen Organe: *Boulaya hallei* kennt, ein Fall, der bei Pteridospermen noch vereinzelt dastehen dürfte. Leider weiß man nicht, wie nun die Wedelteile oder Organe ausgesehen haben, die diese teils männlichen, teils weiblichen Organe getragen haben. Vermutlich werden es blattlose, verzweigte Wedelteile gewesen sein; dahin deuten Funde wie die *Calathiops*-Stücke, die Stücke von Achsen mit *Telangium*, wie sie Carpentier zu *Sphenopteris striata* rechnet (vgl. Carpentier 1925, S. 153) und die sonstigen Telangien von *Sphenopteris affinis* L. & H. aus dem Unterkarbon usw.

Auf unseren Samen, Taf. 22, zurückkommend, halte ich es wegen der gesamten maschenadrigen Skulptur für sicher, daß der Same zu *Lonchopteris* gehört, von der also damit zum ersten Mal ein vollständiger Same mit Hüllblättern gefunden wäre. Daß die Aderung auf der Sarkotesta z. T. erhalten geblieben ist, kann man wohl so verstehen, daß dieser Teil des Samens morphologisch mit einem Blattstück vergleichbar ist, das in diesem Fall noch Reste der Aderung behalten hat. In der Regel zeigen Fruchtblätter nur noch wenig Ähnlichkeit mit den sonstigen Blättern, aber es sei hier an das Fruchtblatt von *Cycas* erinnert, das, obwohl stark reduziert und wollig-haarig, doch noch die Herkunft von einem fiedrigen Laubblatt wie *Cycas* deutlich zeigt. Da ein Analogon zu einer derartigen Skulptur bei einer Sarkotesta bisher nicht bekannt geworden zu sein scheint, kann man diesen Fall wohl als Unikum bezeichnen. Es wäre wichtig, weitere Funde von vollständigen *Lonchopteris*-Samen kennenzulernen, um zu sehen, ob es bei diesen ebenso ist. Der genauere Fundort des Stückes innerhalb des Wurmkarbons ist nicht bekannt. Wegen des Vorkommens von *Lonchopteris* muß er aber in den Horizonten unterhalb oder oberhalb von Flöz 1 = Katharina liegen, da die betreffende Art nur in diesen Horizonten vorkommt. Man wird in Zukunft genauer bei den an *Lonchopteris* reichen Flözen auf die Samen achten müssen, besonders an solchen Stellen, wo nicht ganze *Lonchopteris*-Wedel, sondern Trümmer davon in größerer Anzahl herumliegen. Da es wohl notwendig ist, die *Lonchopteris*-Frucht besonders zu benennen, da sie mit keiner andern identifiziert werden kann und sie auch nicht namenlos bleiben kann, so schlage ich dafür den Namen *Dictyotesta* vor und als Artnamen *lonchopteroides*, 1. wegen der eigenartigen Maschenaderung auf der Außenseite der Sarkotesta, 2. wegen der fast gewissen Zugehörigkeit zu *Lonchopteris*.

Zusammenfassung

Es wird eine Frucht aus dem Aachener Karbon beschrieben, die noch schmale Hüllblätter und Sarkotesta und sonstige Einzelheiten zeigt, aber die Skulpturen des darin steckenden Samens nicht mehr erkennen läßt. Eigentümlich ist dabei die maschenadrige Skulptur am Gipfel der Sarkotesta an deren beiden Seiten, beiderseits des Mikropylen-Kanals. Der Same gehört so gut wie sicher zu *Lonchopteris rugosa*. Außerdem werden die männlichen pollenführenden Organe behandelt, die als *Boulaya* beschrieben worden sind und zu den Whittlesseyinae gehören. Die eine hier neu benannte Art *B. hallei* n. sp. wird als zu *Lonchopteris rugosa* gehörig betrachtet. Von dieser Pteridosperme wären dann weibliche und männliche Organe bekannt.

Schriften

Carpentier, A.: Contribution à l'étude du carbonifère du Nord de la Françe. — Mém. Soc. géol. Nord, **7**, 2, Taf. 9, Fig. 9, 10. 1913.

— : Note sur des empreintes de *Whittleseya* (?) *fertilis* Kidston sp. trouvées dans le houiller du Nord de la France. — Bull. Soc. bot. France, (4), **14**, S. 363, Taf. 10. 1914.

— : Note sur quelques empreintes de graines et microsporanges etc. — Rev. gén. Bot., **37**, S. 145, 1925.

— : Empreintes de fructifications trouvées en 1927 dans le Westphalien du nord de la France. — Rev. gén. Bot., **40**, S. 1 ff. 1928.

Fiedler, H.: Die fossilen Früchte der Steinkohlen-Formation. — Nova Acta usw., **26**, 1, S. 39—296, 8 Taf. Breslau u. Bonn 1857.

Halle, Th. G.: The structure of certain fossil spore-bearing organs believed to belong to Pteridosperms. — K. Svensk. Vet. Acad. Handl. (3), **12**, Nr. 6. 1933.

Jongmans, W. J.: Paläobotanisch-stratigraphische Studien im Niederländischen Carbon nebst Vergleichen mit umliegenden Gebieten. — Mit Anhang: Jongmans, W. J. & Gothan, W.: Bemerkungen über einige der in den niederländischen Bohrungen gefundenen Pflanzen. — Arch. Lagerst.-Forsch., **18**, 186 S., 6 Taf. Berlin 1915.

Kidston, R.: On the fossil flora of the Staffordshire coal fields. III. — Transt. r. Soc. Edinburgh, **50**, 1, S. 73 ff. 1914.

Renier, A. u. a.: Documents pour l'étude de la paléontologie du terrain houiller. — 26 S., 118 Taf. Liége 1910.

Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im Hessischen Raume

Von Gerhard Richter, Berlin

Tafel 23—25 und 19 Abbildungen

Inhalt

	Seite
Vorbemerkungen	284
A. Beschreibender Teil. Paläogeographische und tektonische Entwicklung des Richelsdorfer Gebirges und seiner näheren Umgebung	284
I. Vorpermisches Grundgebirge	284
II. Rotliegendes	285
III. Wende Rotliegend—Zechstein	287
IV. Unterer Zechstein	292
a) Fazies des Unteren Zechsteins	292
b) Mächtigkeit des Zechsteinkalkes	294
c) Erzführung des Kupferschiefers	296
d) Unterer Zechstein, Rückblick	297
V. Mittlerer Zechstein	297
a) Liegendes der Salzfolge	298
b) Werra-Salz und seine fazielle Vertretung	299
1. Faziesvertretung Anhydrit—Salz	300
2. Auskeilen des Salzes	303
3. Faziesvertretung Salz—Bunte Tone	303
4. Werra-Salzfolge, Rückblick	304
c) Liegendes des Hauptdolomites	305
d) Hauptdolomit	306
e) Mittlerer Zechstein an der Fulda	307
f) Gesamtentwicklung des Mittleren Zechsteins, Rückblick	308
VI. Oberer Zechstein	311
a) Untere Letten	311
b) Plattendolomit	313
c) Obere Letten	316
d) Oberer Zechstein, Rückblick	317
VII. Buntsandstein	317
a) Mächtigkeit	317
b) Fazies	319
1. Unterer Buntsandstein	319
2. Mittlerer Buntsandstein	321
VIII. Zur morphologisch-jungtektonischen Stellung	321
B. Folgerungen zur Geologie des Hessischen Raumes	322
I. Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse	322
II. Rückblick auf die paläogeographische Entwicklung	323
III. Die Kausalität in der tektonischen Gestaltung	325
C. Schriften	331

Vorbemerkungen

Die Lage des Richelsdorfer Gebirges zwischen Thüringer Wald und Rheinischem Schiefergebirge hat von jeher das Interesse der Geologen erweckt. Wie der Stein inmitten eines Baches bietet es mit seiner Umgebung eine feste Grundlage für den Gedankensprung über das hessische Mesozoikum hinweg von einem der paläozoischen Ufer zum anderen.

Mit dem Wiederaufleben des alten Richelsdorfer Kupferbergbaues haben zahlreiche neue Bohrungen sowie die geologische Neukartierung wertvolles Material geliefert, das unser Wissen vervollkommnet und unsere Erkenntnis fördert. Die Fülle der Einzelergebnisse verlangt eine Auswertung besonders hinsichtlich der Paläogeographie des Zechsteins; und Beobachtungen über die örtliche Tektonik gestatten Einblicke in den weiteren Bauplan. Vergleiche mit der Nachbarschaft führen zu einer Betrachtung des Richelsdorfer Gebirges im Rahmen seiner weiteren Umgebung sowie zu Rückschlüssen über die tektonische Entwicklung des Hessischen Raumes überhaupt.

Insgesamt sind im Richelsdorfer Gebirge während der letzten Jahre durch die Studiengesellschaft Deutscher Kupferbergbau etwa hundert Tiefbohrungen niedergebracht worden. Nur von etwa 30 Bohrungen lagen mir die meist recht vollständigen Kernserien vor. Die vom Bohrmeister aufgenommenen Schichtfolgen der übrigen wurden vorher, so gut das nach den allein zugänglichen kleinen Probestücken möglich war, von Fulda, Schriel und G. Richter zu deuten versucht. Nach den Ergebnissen der zusammenhängend bearbeiteten Kernserien wurde darin natürlich manche Umdeutung erforderlich. Für die vorliegenden Betrachtungen wurden jedoch nur einwandfreie Bohrergebnisse zugrunde gelegt. Auf die Wiedergabe der ausführlichen, im Bohrarchiv der Reichsstelle für Bodenforschung niedergelegten Schichtenverzeichnisse glaube ich hier verzichten zu können.

Die geologischen Neukartierungen liegen erst als Manuskript vor. An der Aufnahme der Buntsandstein- und Permgebiete sind Dienemann, Schriel und G. Richter beteiligt.

A. Beschreibender Teil: Paläogeographische und tektonische Entwicklung des Richelsdorfer Gebirges und seiner näheren Umgebung

I. Vorpermisches Grundgebirge

Wie der alte Sockel des eigentlichen Richelsdorfer Gebirges zusammengesetzt ist, wissen wir aus Aufschlüssen der näheren Umgebung. Zunächst ist das Paläozoikum im Werra-Gebirge zwischen Albungen und Witzenhausen angeschnitten, ferner erscheint es in einem kleinen Horst nahe der Fulda nördlich von Rotenburg bei Baumbach-Niederellenbach. An beiden Stellen bilden Grauwacken (z. T. vom Typ der Tanner Grauwacken) die Hauptformation. An der Werra treten südlich davon bei Albungen auch Serizitschiefer und quarzitische Phyllite auf, deren streichende Zusammengehörigkeit mit der Metamorphen Zone des Unterharzes über die Bohrung Heringen einerseits, mit dem Taunus über Bohrung Kirtorf andererseits wohl eindeutig ist. Nachdem einige Bohrungen bei Eschwege (Bg. E. 3 bei Bischhausen und Bg. E. 4 bei Reichensachsen) dieses „Vordevon" ebenfalls antrafen, dürfte dessen Vorhandensein wenigstens unter dem westlichen

Teil des Richelsdorfer Gebirges ziemlich sicher sein[1]). Die nicht seltenen Gerölle solcher Gesteine im Richelsdorfer Rotliegenden können diesen Schluß weiterhin bekräftigen. Daß in der nordöstlichen Nachbarschaft auch mit kristallinem Unterbau zu rechnen ist, sei hier vorerst nur angedeutet (vgl. S. 287).

Unklar ist die Zugehörigkeit von „festen grauen Kohlensandsteinen", „quarzigem Sandstein" und „grauen Schiefertonen", welche unter dem Rotliegenden von Nentershausen in einer alten, auf Kohle niedergebrachten Bohrung angetroffen wurden (Beyrich 1876, Blatt Sontra). Diese Schichten hat offenbar kein Geologe zu Gesicht bekommen. Man könnte bei ihrer Einstufung wohl an Kulm denken, aber näherzuliegen scheint mir eine — natürlich sehr hypothetische — Parallelisierung mit dem ostharzer Oberkarbon, etwa den Wettiner Schichten. Gegen Unteres Rotliegendes dürfte die graue Farbe der Sedimente sprechen, während andererseits ein Fehlen des Unterrotliegenden zwischen Oberkarbon und Oberrotliegendem bemerkenswert wäre. Eine schon im Oberkarbon örtlich angebahnte Verbindung von Saar- und Saale-Trog läge durchaus im Bereich der Möglichkeit, zumal eine nachbarliche Lage zu der Metamorphen Zone bei allen diesen Vorkommen einen Vergleich herausfordert.

II. Rotliegendes

Der vorpermische Unterbau wird in den „Grauwackengebirgen" von Werra und Fulda unmittelbar von marinem Zechstein überlagert. Unweit südlich davon ist die primäre NW-Grenze des Rotliegenden mit Hilfe einiger Bohrungen ziemlich genau zu fixieren (vgl. Abb. 1). Südlich Eschwege fehlt es noch bei Niederdünzebach und Reichensachsen, bei Bischhausen ist es in Spuren angetroffen worden. Bei Sontra, Rockensüß und Cornberg geht es dagegen bereits zutage. In einer Bohrung bei Schwarzenhasel stammt ein großer Wasserausbruch unter dem Kupferschieferflöz aus Rotliegend-Gesteinen. Die Rotfärbung der Baumbacher Grauwacken wiederum dokumentiert die unter dem Zechstein noch erhaltene altpermische Landoberfläche. Die Nordgrenze der primären Rotliegend-Verbreitung wird also recht genau wiedergegeben durch die nordwärts gebogene Linie: Rotenburg/Fulda — Wanfried/Werra. Sie entspricht dem SO-Rand des Abtragungsgebietes der Hunsrück-Oberharz-Schwelle; vgl. jedoch Fußnote*).

---

[1]) Bei der Bohrung Iba 3 ist die Zugehörigkeit stark verworfener Gesteine zum Altpaläozoikum nicht ganz sicher.

*) Zusatz während des Druckes:

Inzwischen ist bei Buchenau/Werra zwischen Creuzburg und Mihla (auf der Karte Abb. 1 an der Stelle, wo eine Verbindungslinie Eisenach—Eschwege die Werra schneiden würde) eine Tiefbohrung niedergebracht worden, deren Ergebnis von größter Bedeutung ist.

Unter einem in Schwellenfazies entwickelten Zechsteinkalk folgen — ohne Zwischenschaltung von Rotliegendem — unmittelbar Glimmerschiefer vom Typ des Ruhlaer Kristallins. Der vollständige Kerngewinn läßt die Zechsteintransgression auf dem Grundgebirge eindeutig als solche erkennen. Wenn auch die Möglichkeit besteht, daß es sich hier um eine lokale Untiefe des Perm-Beckens handelt, so kann man doch mit derselben Berechtigung auch annehmen, daß die Bohrung Buchenau bereits gänzlich außerhalb, also nördlich des Rotliegend-Beckens von Nentershausen—Eisenach steht. Der primäre Rand der Rotliegend-Sedimentation wäre dann also auf der Abb. 1 von Wanfried aus gegen SO umbiegend etwa nördlich Eisenach mit der am Thüringer Wald dargestellten Grenze zu verbinden.

Die oben ausgesprochene Vermutung eines Kristallin-Vorkommens im südlichsten Eichsfelde hätte damit eine unerwartet schnelle Bestätigung erfahren, wenn auch die Umgrenzung im einzelnen noch unsicher ist.

Von dieser Sedimentationsgrenze aus schwillt die Mächtigkeit der roten Konglomerate und Sandschiefer gegen Süden schnell an. Eine alte Bohrung bei Nentershausen steckt 941 m im Unterperm, darüber folgen noch etwa 100 m im Ausstrich. Ob es sich bei diesen Schichten nur um Ober-Rotliegendes handelt, ist nicht zu entscheiden, jedoch in Analogie zum NW-Ende des Thüringer Waldes im Fortstreichen sehr wahrscheinlich. Die zahlreichen Porphyrgerölle betonen die Verwandtschaft mit den Tambacher Schichten noch besonders.

Bei der im allgemeinen nur geringen aufgeschlossenen Mächtigkeit und Ausdehnung haben Faziesbeobachtungen keine allzu eindeutigen Ergebnisse gebracht.

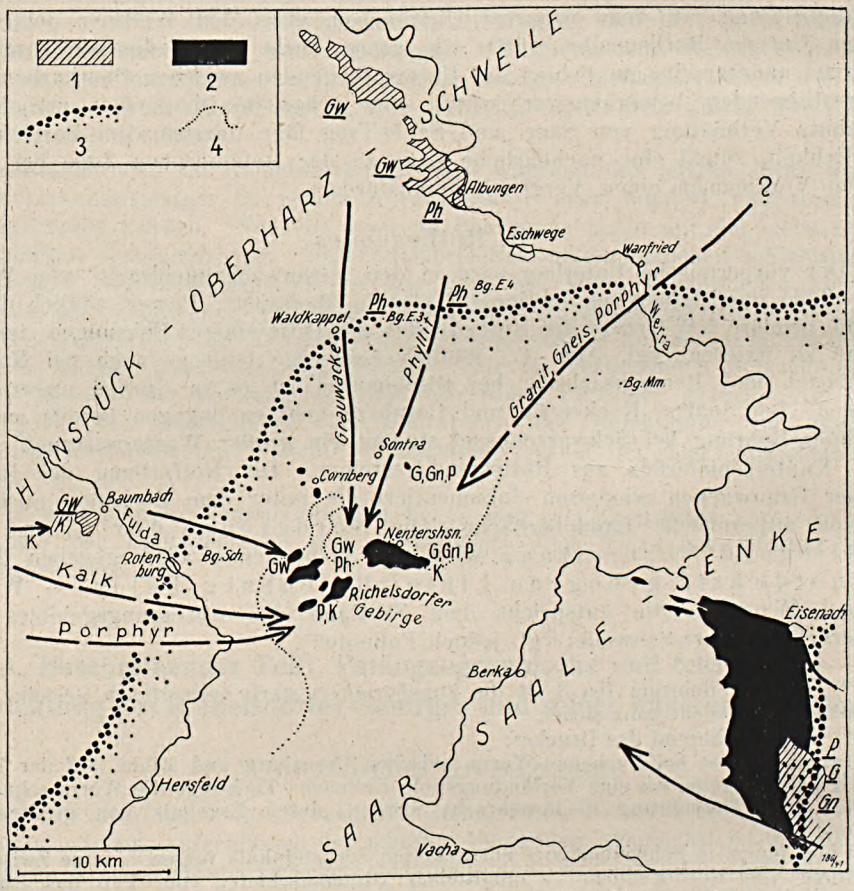


Abb. 1. Zur Sedimentation des Rotliegenden.

1 Grundgebirge. 2 Anstehendes Rotliegend. 3 Primäre Troggrenze des Rotliegenden. 4 Südostgrenze des Cornberger Sandsteins (vgl. Abb. 3).

G, Gn, P, Grw, Ph, K: Die Gesteine Granit, Gneis, Porphyr, Grauwacke, Phyllit, Kalk als Gerölle im Rotliegend-Konglomerat.

G, Gn, Grw usw.: Die gleichen Gesteine, anstehend im alten Rumpf.

Pfeile geben die mutmaßliche Transportrichtung an.

Bohrungen: Sch = Schwarzenhasel, E. 3 = Eschwege 3 bei Bischhausen, E. 4 = Eschwege 4 bei Reichensachsen, Mm = Mäusemühle (Gr. Kurfürst 3) bei Rambach.

Vgl. Fußnote *), S. 285.

Immerhin ist aus den Vergleichen der Geröllhäufigkeit, wie sie KÜHNE (1922) anstellte, folgendes bemerkenswert:

Grauwacken sind besonders in den nördlichen bzw. nordwestlichen Konglomeratvorkommen vertreten. Das erscheint nur natürlich in Hinblick auf die enge Nachbarschaft der „Grauwackengebirge" von Werra und Fulda. Auch die Phyllit-Stücke dürften, wie gesagt, von Norden stammen. Granit, Gneis und Porphyr fehlen im Westen und herrschen dafür in den Konglomeraten des Nordostens vor. Sollten diese Gesteine aus der dortigen Nachbarschaft stammen? Denn einer Herkunft aus dem Thüringer Walde steht ja doch entgegen, daß die Gerölle quer durch die tiefste Rotliegend-Senke vom SO-Ufer bei etwa Eisenach bis zu ihrem NW-Rand bei Sontra hätten verfrachtet werden müssen, eine etwas unbehagliche Vorstellung[2]). Auch das von THIENHAUS (1940) beobachtete häufige Vorkommen von Kalkgeröllen in der Nähe von Nentershausen spricht durchaus gegen eine Herkunft vom Thüringer Walde; denn dort sind solche devonischen Massenkalke, um die es sich bei den Rollstücken handeln dürfte, bestimmt nicht in situ zu erwarten. Und über die nordöstliche Nachbarschaft des Richelsdorfer Gebirges bzw. den dortigen Unterbau wissen wir nichts. So ist es uns freigestellt, der Spur der Gerölle zu folgen und etwa unter dem südlichsten Eichsfelde ein kristallines Grundgebirge mit schwellennaher Sedimentbedeckung anzunehmen. Ein Grund mehr, mit einer solchen Möglichkeit zu rechnen, ist der Nachweis eines magnetisch positiven Komplexes in der dortigen Gegend (v. ZWERGER 1935)*).

Auf der anderen Seite wiederum ist auffällig die Häufigkeit von Porphyr im südwestlichsten anstehenden Rotliegenden, bei Iba, in Gesellschaft von einigen Kalkgeröllen (KÜHNE). Kalk mitteldevonischen Alters kennen wir auf sekundärer Lagerstätte — im Zechsteinkonglomerat — auch von Baumbach (BEIN 1932). Danach ist dort eine Einfuhr dieser Geröllkomponenten aus dem unmittelbaren Westen am wahrscheinlichsten. Daß die Schwelle im südlichen Westen dagegen nicht besonders hoch aufragte, ergibt sich aus dem absoluten Fehlen konglomeratischer Einschaltungen im Rotliegenden der Bohrungen Wernges, Schlitz usw. im NO des Vogelsberges, obwohl die Küste auch hier nicht allzuweit westlich entfernt lag, wie bei Ruhlkirchen und Kirtorf offenbar wird (KÖBRICH 1925).

So deuten diese Erscheinungen gemeinsam darauf hin, daß im Gebiet des Richelsdorfer Gebirges das oberrotliegende Sedimentationsbecken der Saar-(Saale-) Senke eine sanfte Bucht von SO gegen NW in den Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle hinein vorstreckte. Die Sedimente kamen dabei nicht nur von NW und W, sondern offenbar auch aus nordöstlicher Richtung, was in dem Zusammenhang mit den — an anderer Stelle zu besprechenden — Sedimentationsverhältnissen des Thüringer Beckens von Bedeutung ist.

III. Wende Rotliegend — Zechstein

Die Wende Rotliegend—Zechstein bringt den Wechsel von festländischer zu mariner Sedimentation. Verschiedene Schichten schlagen die Brücke vom Rot-

[2]) Freilich könnte man mit einer Wanderung der Trogtiefe im Laufe der Sedimentationszeit die Senkenüberquerung der Gerölle erklären. Eine solche Wanderung der Trog-Achse müßte für diesen Fall jedoch in nordwestlicher Richtung vor sich gegangen sein; dieser Annahme steht aber entgegen, daß sich für die späteren Zeiten gerade eine gegen Südosten fortschreitende Verlagerung des Beckentiefsten feststellen läßt.

*) Fußnote S. 285.

liegenden zum Kupferschiefer. Die Begriffe „Zechsteinkonglomerat", „Grauliegendes" und „Weißliegendes" haben Anlaß zu manchem müßigen Streit gegeben.

Zu der Frage, ob es im Richelsdorfer Gebirge ein „Zechsteinkonglomerat" gibt (Brandes 1912, Kühne 1922, Bein 1932), ist folgende Beobachtung wesentlich (vgl. Kühne, S. 449). Das weiße oder gelbliche, in den Bohrungen graue, unter dem Kupferschiefer liegende Konglomerat mit besonders gut gerundeten Geröllen geht nach unten allmählich in Fanglomerate mit schlecht abgearbeiteten Komponenten über, die nach ihrer Rotfärbung usw. als echtes Rotliegend zu gelten haben. Mit Recht sieht Kühne in dieser Erscheinung eine Wirkung örtlicher Aufarbeitung rotliegender Konglomerate durch das ingredierende Zechsteinmeer. Das Produkt kann man natürlich „Zechsteinkonglomerat" nennen; denn es handelt sich nunmehr um ein marines Sediment, wie wenigstens auch für hier anzunehmen ist, nachdem bei Epichnellen am westlichen Thüringer Walde eine marine Fauna in der analogen Schicht gefunden wurde. Aber die Liegendgrenze des Zechsteins ist dann doch so labil, daß man sie nicht einmal im Aufschluß mit Sicherheit ziehen kann. Die „gute Rundung" der Gerölle, wie sie das „Zechstein"-Konglomerat auszeichnet, ist sehr vom subjektiven Urteil abhängig, und die Entfärbung greift teils gar nicht, teils 10 bis 12 m in das Rotliegende ein. Örtlich ist die Bleichung wohl überhaupt eine recht junge Erscheinung; denn außer schichtweisem Wechsel sind auch seitliche Übergänge von Rot- und Grauliegendem zu beobachten (Abb. 2); vgl. auch S. 291 Abs. 5.

Demnach sind im Gebiet der Rotliegend-Verbreitung „Zechsteinkonglomerat" und „Grauliegendes" ziemlich überflüssige Namen für die a m O r t mehr oder

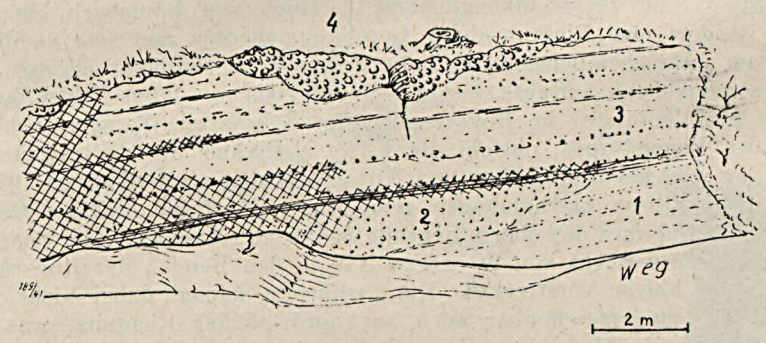


Abb. 2. Aufschluß in der Entfärbungszone des Oberrotliegenden nahe der Zechstein-Basis; etwa 1 km nordöstlich Iba.

1 und 3: Tonige Sande mit Schieferton- und Geröll-Lagen. Nur die schraffierten Teile zeigen noch die primäre rote Farbe. Die Bleichung greift selektiv in die Schichtenfolge ein, die undurchlässigsten Schiefertonlagen am längsten verschonend.

4 ist ein sehr fest verbackenes, aber zementarmes weißes Konglomerat, das fast gänzlich aus groben, nur eben kantengerundeten Quarzen besteht; wenige Phyllit- und Glimmerschiefer-Brocken. Das diskordante Einschneiden in die älteren Sedimente könnte man auf Umlagerung durch das Zechsteinmeer zurückführen; der Kupferschiefer folgt, im Bilde links, nach wenigen dm, die nicht aufgeschlossen sind. Daß solche lokalen Erosionen aber schon während des R o t l i e g e n d e n stattfanden, beweist das Konglomerat 2. Dieses ist rechts, wo es die Schichtung von 1 ebenfalls anschneidet, dem Gestein 4 sehr ähnlich, d. h. ein fest verkittetes weißes Quarzkonglomerat. Nach links nimmt es mit der Rotfärbung und geringerer Verfestigung den Habitus typischer Rotliegend-Gesteine an.

weniger gebleichten, aufgearbeiteten oder auch nur mit Salzwasser durchtränkten und kalkig verbackenen obersten Rotliegend-Schichten. —

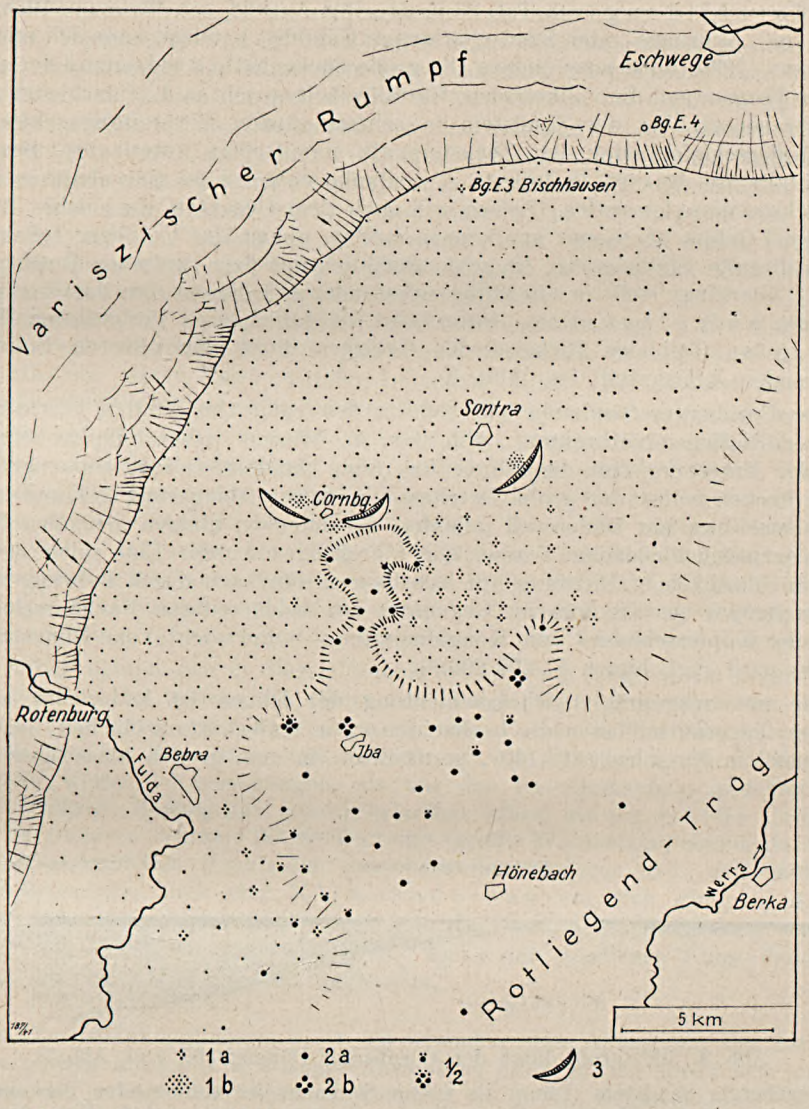


Abb. 3. Dünengürtel des Cornberger Sandsteins (vgl. Profil Abb. 4).
Unter marinem Zechstein (Kupferschiefer bzw. Zechsteinkalk) liegt bei:

1a Cornberger Sandstein in Bohrung
1b „ „ im Aufschluß
2a Rotliegend-Konglomerat in Bohrung
2b „ „ im Aufschluß
1/2 verschwemmter Sand über Konglomerat
3 vermutete Dünenlage (aus der Schrägrichtung abzulesen)

Deutlich davon unterschieden ist dagegen der sog. Cornberger Sandstein, ein hellfarbenes, gleichkörniges, gut schräggeschichtetes Gestein von 10—15 m Mächtigkeit. Brandes (1912) sieht darin berechtigterweise eine Dünenbildung (vgl. Taf. 23 u. 24). Der Ansicht von Weigelt (1928), daß es sich um „Nehrungs- oder Sandschar-artige Gebilde" handele, kann ich mich mit Becksmann (1930) nicht anschließen. Die große flächenhafte Ausdehnung der scharfgratigen Formen und die vollkommene Geröllfreiheit spricht m. E. entschieden gegen Wassertransport. Da der Sandstein in seinem ganzen Verbreitungsgebiet stets den Kupferschiefer oder den Zechsteinkalk unmittelbar unterlagert, liegt der — ebenfalls von Brandes geäußerte — Gedanke nahe, er sei eine abnorme Fazies des Zechsteinkonglomerates. Sofern wir nach dem Gesagten ein solches für das Rotliegend-Gebiet überhaupt anerkennen wollen, nimmt der Cornberger Sandstein freilich dieselbe Stellung ein: Er geht allmählich aus dem typischen Rotliegenden hervor. Allerdings stellt er ein völlig selbständiges Sediment dar, das den älteren Schichten aufgelagert ist. Interessant ist dabei seine Verbreitung, die für einen großen Teil des Richelsdorfer Gebirges durch die neueren Bohrungen einigermaßen klargestellt ist (Abb. 3).

Der Cornberger Sandstein hält sich an den einige km breiten Ufersaum der primären Rotliegendverbreitung (Abb. 3 u. 4). Hierher haben offenbar zum Ausgang der Unterperm-Zeit die Winde das feine Sandmaterial zusammengetragen, als im Becken selbst der grobe Detritus bereits zur Ablagerung gekommen war. So hat sich hier ein Dünenwall gebildet, der nur von einigen schmalen Rinnen mit gelegentlich fließendem Wasser quer durchzogen wurde. Eine solche ist etwa von Mönchhosbach in Richtung auf Ronshausen-Hönebach durch Bohrungen insofern nachgewiesen, als dort im Gegensatz zur beiderseitigen Nachbarschaft die Basis des Kupferschiefers von Konglomeraten — und nicht vom Dünensand — gebildet wird (vgl. hierzu S. 295/296)[3]).

Die gut ausgeprägte Schrägschichtung der Dünen ist leider nur an den wenigen Tagesaufschlüssen zu beobachten. Die Aufschüttungsflächen liegen bei Rockensüß in Streichen 90—140°, nordfallend; in dem großen klassischen Stein-

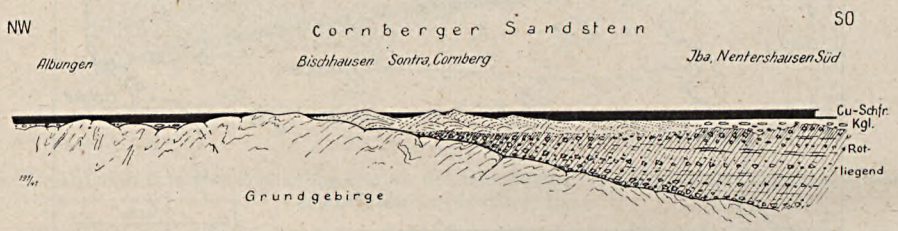


Abb. 4. Idealprofil durch den Cornberger Dünengürtel (vgl. Abb. 3).

Der Cornberger Sandstein (Düne) als spätes Sediment des rotliegenden Beckensaumes, randlich bis auf Grundgebirge übergreifend. „Zechsteinkonglomerat" (Kgl), hier stark überhöht, im Dünenbereich fehlend. Kupferschiefer (Cu-Schfr, ebenfalls stark übertrieben dargestellt) z. T. übergreifend und in seiner Mächtigkeit abhängig von der Dünenform. Darüber Zechsteinkalk, die Dünengipfel örtlich unmittelbar überlagernd.

[3]) Bedauerlicherweise kennen wir nur an einigen wenigen Stellen ein Profil durch den ganzen Sandstein. Sicher geht mancher wertvolle Hinweis auf die Genese der Schichten (und damit auch der Erze des Schiefers) dadurch verloren, daß man die Kupferschieferbohrungen stets unmittelbar nach Erreichen des — „uninteressanten" — Liegenden abbricht.

bruch Cornberg in Streichen 60—150°, vorwiegend 70—80°, nordfallend[4]); südöstlich Sontra in Streichen 20°, westfallend. Der Aufschüttungshang ist also mit seiner steilen Seite so geneigt, daß die Sedimentation durch landwärtige SSW- bis OSO-Winde verursacht zu sein scheint (vgl. Abb. 3).

Der Dünenbereich zeigt unterschiedliche Oberflächenformen. Im Südteil breitet sich nämlich das Kupferschieferflöz ziemlich gleichförmig über die Sandfläche aus. Im Norden dagegen zeigen die Aufschlüsse bei Cornberg und Sontra, besonders schön der bei Rockensüß, wie auf den sanften Erhebungen der Sandsteinoberfläche der Kupferschiefer bis zum völligen Verschwinden auskeilt (vgl. Taf. 24). Örtlich ist sogar nicht einmal der Zechsteinkalk in voller Mächtigkeit vorhanden, was auch Brandes (1912) schon erkannt hat. So besteht hier absolute Kongruenz mit den Mansfelder „Flözbergen" (vgl. Meinecke 1910). Allein im Gegensatz zu dort hält sich die Dünenbildung nicht an die tiefste Stelle der Senke (E. Schröder 1934), sondern an den Schwellensaum.

Bemerkenswert ist das Ergebnis der Bohrung Eschwege 3 bei Bischhausen, wo der weiße Sandstein in 2 m Mächtigkeit zwischen Grundgebirge und Zechsteinkalk bzw. einer Kupferschiefer-Andeutung liegt. Hier ist also der Dünensand über die Verbreitung des älteren Oberrotliegenden hinaus bis auf den Grundgebirgsrumpf geweht worden, wo er sozusagen „transgrediert" (vgl. Abb. 4).

Wenn von einer Vertretung des „Zechsteinkonglomerates" durch den Cornberger Sandstein gesprochen wird (Brandes), so kann das also nur so verstanden werden, daß die aufragenden Dünen entweder gar nicht restlos überschwemmt wurden, oder daß selbst bei völliger Überflutung deshalb kein „marines" Konglomerat zustandekommen konnte, weil das grobe Material im Liegenden fehlte. Den Cornberger Sandstein jedenfalls stempeln Erscheinungsform, Verbreitung und Genese zu einem typischen Rotliegend-Sediment, dem letzten der Unterperm-Zeit.

Freilich deuten sich in diesem Dünengürtel bereits langsam die tiefgreifenden Veränderungen an, welche das Oberperm mitsichbringt. Bemerkenswert ist nämlich das Fehlen der sonst so konstanten roten Farbe. Es hat den Anschein, als sei eine gewisse Reduktion (bzw. Bleichung) der Überflutung durch das Zechsteinmeer weiter vorausgegangen, als wir das im allgemeinen annehmen. Sie muß das übrige Rotliegende bereits betroffen haben, als der weiße Cornberger Sand ausgeblasen wurde. So besteht eine große Wahrscheinlichkeit dafür, daß gleichzeitig mit dem Nachlassen des Schwellenaufstieges bzw. dem Abklingen der Reliefenergie auch eine Klimaänderung vor sich ging, so daß aus verschiedenen Gründen der Schutterguß in das Becken hinein gestoppt und eine gewisse Vegetation ermöglicht wurde[5]). Reste der spärlichen Flora finden sich freilich erst im Kupferschiefer eingebettet.

Das Zechsteinkonglomerat s. str. als scheinbar erste Ablagerung des Zechsteinmeeres besteht in charakteristischer Ausbildung allein in den nördlichen Nachbargebieten, die frei sind von echtem Rotliegend, wie in den Grauwackengebirgen von Werra und Fulda. Dort bildet es die recht verschieden mächtige Basis des Zechsteins (vgl. Meinecke 1910, Brandes 1912, Bein 1932 u. a.). Selbst kleine Aufragungen des frühpermisch eingeebneten Variszikums tragen aber diese Geröll-

[4]) Die von Bein (1932) aus dem Cornberger Sandstein beschriebene und in einem Tafelbild dargestellte „Überschiebung" ist nichts weiter als eine solche schräge Aufschüttungsfläche — übrigens auch nach der heutigen Auffassung von Bein selbst.

[5]) Zu einem ähnlichen Schluß kommt übrigens auch Becksmann (1930) für das Harz-Gebiet.

hülle schon nicht mehr. Das Zechsteinkonglomerat verkörpert vielmehr auch hier eigentlich nur die in kleinen Kolken zusammengespülten Schuttrestchen der allernächsten Umgebung, welche der Wegführung im Rotliegenden gerade noch entgangen sind.

So zeigt sich nach allen vorliegenden Erscheinungen, daß sich das Zechsteinmeer auch in das Gebiet des Richelsdorfer Gebirges nur ganz sacht eingeschlichen hat. Wir kennen keine Aufarbeitungsprodukte, die man mit Recht als „Transgressionskonglomerat" bezeichnen dürfte, keinen Schutt, den das Meer dem Lande erst entrissen hätte; was unter dem Kupferschiefer an klastischen Sedimenten besteht, ist Rotliegendes. Wir sehen auch keine „Abrasionsfläche" des Zechsteinmeeres; die Ebene unter dem Zechstein ist die kontinentale Rumpffläche der Oberkarbon-Rotliegend-Zeit.

IV. Unterer Zechstein

a) Fazies des Unteren Zechsteins

Auffallend ist die Gleichförmigkeit in der petrographischen Ausbildung des Unteren Zechsteins bei der großen Verschiedenheit des eingedeckten Untergrundes. Ob die Basis aus den am Ort etwas umgelagerten Rotliegend-Konglomeraten oder den losen Dünensanden oder dem nackten Fels des variszischen Unterbaues besteht, der Kupferschiefer zeigt seine papierdünne Feinstschichtung mit großer Regelmäßigkeit im gesamten Gebiet des Richelsdorfer Gebirges, über der Werra-Grauwacke und über dem Paläozoikum an der Fulda.

Merkwürdig ist diese Erscheinung besonders an der Hangendgrenze des Cornberger Sandsteins in den Aufschlüssen bei Cornberg und Sontra. Dort sind die Dünentäler von dem feinen Schiefersediment erfüllt, während die Dünenberge den Schiefer bis in den ebenfalls normal entwickelten Zechsteinkalk durchragen können. Nicht einmal eine Abspülung des Sandes von den Dünenhängen hat also stattgefunden, so daß wir — selbst unter der Annahme einer gewissen Verfestigung des Liegenden — auf sehr ruhiges Wasser schließen müssen (s. jedoch S. 293).

Auch der Zechsteinkalk zeigt keine bemerkenswerten Faziesänderungen. In den Bohrungen erscheint er als ein dunkelgraues, schwach geflasertes Gestein, das, im Gegensatz zu den Tagesaufschlüssen, seine Schichtung kaum erkennen läßt. Ein gewisser Gehalt an feinstem Sand und Glimmerstaub ist in wechselnder Menge stets vorhanden[6]).

Besonders sandarme oder sandreiche Zonen lassen sich aus dem vorliegenden Material nicht ablesen. Stellenweise ist dagegen der Zechstein rein dolomitisch entwickelt. Da jedoch bei der Mehrzahl der Bohrungen nicht auf solche Dinge geachtet wurde und Tagesaufschlüsse wegen sekundärer Veränderungen ungeeignet sind, lassen sich in der Verteilung von Kalk oder Dolomit Gesetzmäßigkeiten nur unvollkommen erkennen. Doch fällt auf, daß das Vorkommen dolomitischen Zechsteinkalkes vorwiegend an die geringmächtige Entwicklung (s. u. und Abb. 5) gebunden ist.

In dem großen Gebiet von der Werra bei Wommen bis Eschwege einerseits und über das Richelsdorfer Gebirge bis zur Fulda andererseits zeichnen sich also

[6]) Die von Brandes (1912) gewählten Bezeichnungen „Sandsteinschiefer" oder gar „Sandstein" sind selbst für die von ihm beschriebenen Aufschlüsse nicht gerechtfertigt; sie stellen auch wohl bewußte Übertreibungen des klastischen Gehaltes dar. Es handelt sich vielmehr auch dort nur um feinstsandige Kalke oder Mergelkalke, deren Sandführung den Rahmen des Üblichen nicht überschreitet.

im Unteren Zechstein keine nennenswerten Faziesunterschiede ab. Auch gegenüber den Nachbargebieten im Osten, Thüringen und Südharz, bestehen keine Differenzen.

Allein in westlicher Richtung deutet sich eine gewisse Veränderung an: Der Zechsteinkalk von Sterkelshausen-Oberellenbach usw. an der Südwestflanke des Fulda-Grauwackengebirges weicht in seiner Fazies ganz auffällig von den sonstigen Vorkommen ab. Der Zechstein ist hier gegliedert in eine Serie von festen blauen Kalkbänken, die mit dünnschichtigen Mergeln wechsellagern. Die Ablösung wiederholt sich wenigstens 15mal (vgl. auch Bein 1932, S. 796). Die Schichtflächen wie auch die Struktur mancher Kalkbänke sind leicht wellig bis grob knotig. Die dunklen Kalke sind dicht, zäh und splittrig und stinken etwas. Das ganze Bild erinnert sehr stark an den Unteren Zechstein der Gegend von Marsberg-Korbach. Der Zwischenraum bedeutet zwar eine große Beobachtungslücke; doch ist beim Baumbacher Zechsteinkalk der Gegensatz zu den dicht benachbarten Vorkommen im Richelsdorfer Gebirge ebenso unverkennbar wie die Ähnlichkeit mit dem Zechstein vom Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. So möchte man etwa im Bereich des Fulda-Paläozoikums eine Faziesscheide zwischen „Thüringer" und „Marsberger" Zechsteinkalk annehmen.

Bestärkt wird diese Auffassung durch die Ergebnisse einiger Bohrungen in der Gegend von Bebra—Ronshausen—Meckbach. Das ist das einzige Gebiet, in dem bisher eine Vermengung von (Cornberger) Sand mit kohlig-bituminöser Tonsubstanz (Kupferschiefer) bekannt geworden ist (Bohrungen Ronshausen 9, 10, 11, 12, Meckbach 1 und 2). Daraus kann also auf ein flaches, bewegtes Wasser oder sogar auf gewisse westliche Küstennähe geschlossen werden. Auch bei dem Zechsteinkalk zeigen sich in Rotfärbungen einzelner Zonen — analog der „Roten Fäule" im Mansfeldischen — Hinweise auf eine gute Durchlüftung oder aber auf Einspülungen aus rot vertonten Festlandsflächen (z. B. Bohrungen Meckbach 2 und Ronshausen 11).

Als Beispiel sei hier ein Profil der fraglichen Schichten aus der Bohrung Meckbach 2 gegeben.

Unter dem ältesten Anhydrit des Mittleren Zechsteins folgen:

5 m dunkelgrauer Dolomitmergelstein und Anhydritknotenschiefer in mehrfacher Wechsellagerung
— scharfe Farbgrenze —
0,02 m Dolomitmergelstein, schwach kalkig; rotbraun
0,03 m ders., graugrün
0,35 m ders., braun rot, nach unten allmählich wieder grau werdend
1,4 m marmoriertes Anhydrit-Dolomit-Gestein; feinst kristalliner, graublauer Anhydrit in Knollen, Augen, Schlieren und Knoten zwischen Anhydritknotenschiefer (mit gebogener Schichtung in den Zwischenräumen) und 10 cm rotbraunem, dichtem Dolomitmergelstein
0,4 m dolomitischer Mergelstein, oben 1 cm rot, nach unten allmählich grau werdend, ganz unten rötlich geflammt; scharfe zackige Grenze zu:
0,6 m Anhydrit, fast dicht, milchigblau bis rötlich, mit scharfen, feinen, unregelmäßigen Schlieren von Dolomit bzw. Knotenschiefer
0,02 m Anhydritknotenschiefer
0,08 m grauer, dichter, dolomitischer Mergelstein
0,6 m Anhydrit, schwach rötlich, massig; mit Dolomitschwaden unregelmäßig durchwachsen
0,5 m schwarzgrauer, dolomitischer Mergelstein, glatt nach der Schichtung spaltend, auf Schichtflächen Glimmerstaub
0,04 m roter, dolomitischer Mergelstein
0,11 m grauer, dolomitischer Anhydritknotenschiefer

0,05 m r o t e r, dolomitischer Mergelstein

Grenze $\frac{\text{Mittlerer}}{\text{Unterer}}$ Zechstein

0,7 m dunkelgrauer, dichter Dolomit, fast ungeschichtet, sehr zäh
1,5 m schwach bräunlichgrauer Kalk mit einzelnen dunkel r o t e n Flammen; fest, glatt und splittrig; stellenweise feinst glimmerstaubig
1,2 m dunkelgrau bzw. r o t geflaserter oder geflammter Kalk, feinknotig, sehr zäh, splittrig
1,5 m ders., grau
1,5 m ders., r o t geflammt bzw. geflasert; durch Zunahme der roten Farbe allmählich hervorgehend aus:
2,05 m dunkel r o t e r, gleichförmiger Mergelstein, feinstsandig, glimmerstaubig.

Liegendes

So zeigen sich gegenüber der bis in das Richelsdorfer Gebirge reichenden Thüringer Fazies des Unteren Zechsteins an der Fulda deutliche Anzeichen für das Fortbestehen der im Werragebiet latent bleibenden Hunsrück-Oberharz-Schwelle. Als Flachgebiet oder Inselzug mag diese Hochzone etwa in der Gegend von Rotenburg/Fulda aufgeragt haben.

Daß auch der Raum gleichförmiger Fazies im Richelsdorfer Gebiet eine gewisse paläogeographische Gliederung aufwies, erhellt aus zwei Tatsachen, die zunächst zwar voneinander unabhängig erscheinen, dann aber als die Folge gleicher Ursachen erkannt werden müssen. Es handelt sich einerseits um die Erzfazies des Kupferschiefers, andererseits um die Mächtigkeit des Zechsteinkalkes.

b) Mächtigkeit des Zechsteinkalkes

Die Mächtigkeit des Zechsteinkalkes einschl. des Kupferschiefers[7]) ist sehr verschieden. Das hier gegebene Bild (Abb. 5) läßt deutlich folgendes erkennen: Im Westen wie im Osten des Richelsdorfer Gebirges liegen Gebiete verhältnismäßig geringer Mächtigkeit des Unteren Zechsteins. Minimalwerte mit weniger als 3 m zeichnen die Gegend von Sontra und Cornberg aus. Besonders mächtig entwickelt ist der Kalk demgegenüber im Werra-Kaligebiet mit 10—12 m. Eine Mittelstellung mit sehr variablen Werten nimmt das eigentliche Richelsdorfer Gebirge ein.

Wie sind diese Mächtigkeitsschwankungen zu erklären? Zunächst fallen die kurzräumigen Änderungen im Raume zwischen Sontra—Nentershausen—Cornberg auf. Diese kommen im allgemeinen wohl dadurch zustande, daß die hoch aufragenden Dünengipfel weitaus weniger Sediment ansammelten als die Dünentäler. Das gilt auch für die Sandberge, welche den Kupferschiefer nicht durchragen, sondern von ihm mit eingedeckt werden. So zeigen z. B. die Steinbrüche bei Rockensüß und Sontra SO nur 2,3 bzw. 2,8 m Zechsteinkalk, der hier freilich den Cornberger Sandstein teilweise unmittelbar überlagert (s. Taf. 24). Mit dem dargestellten Kurvenbild ist der Natur bestimmt nicht Genüge getan. Denn jeder weitere Aufschluß wird neue Komplikationen des wahren Sachverhaltes bringen.

Abgesehen von diesen Sonderverhältnissen schält sich aber das Bild einer schmalen Zone mit besonders reichlicher Kalkentwicklung heraus, die etwa bei Weißenhasel südlich Sontra beginnt und mit allmählicher Intensivierung etwa über Iba auf Ronshausen zu nach Süden zieht, um sich dort gegen das Werragebiet zu erweitern.

[7]) Eine Zusammenfassung von Schiefer und Kalk ist wegen der oft nicht eindeutigen Grenzziehung zwischen beiden am zweckmäßigsten und relativ fehlerquellenfrei.

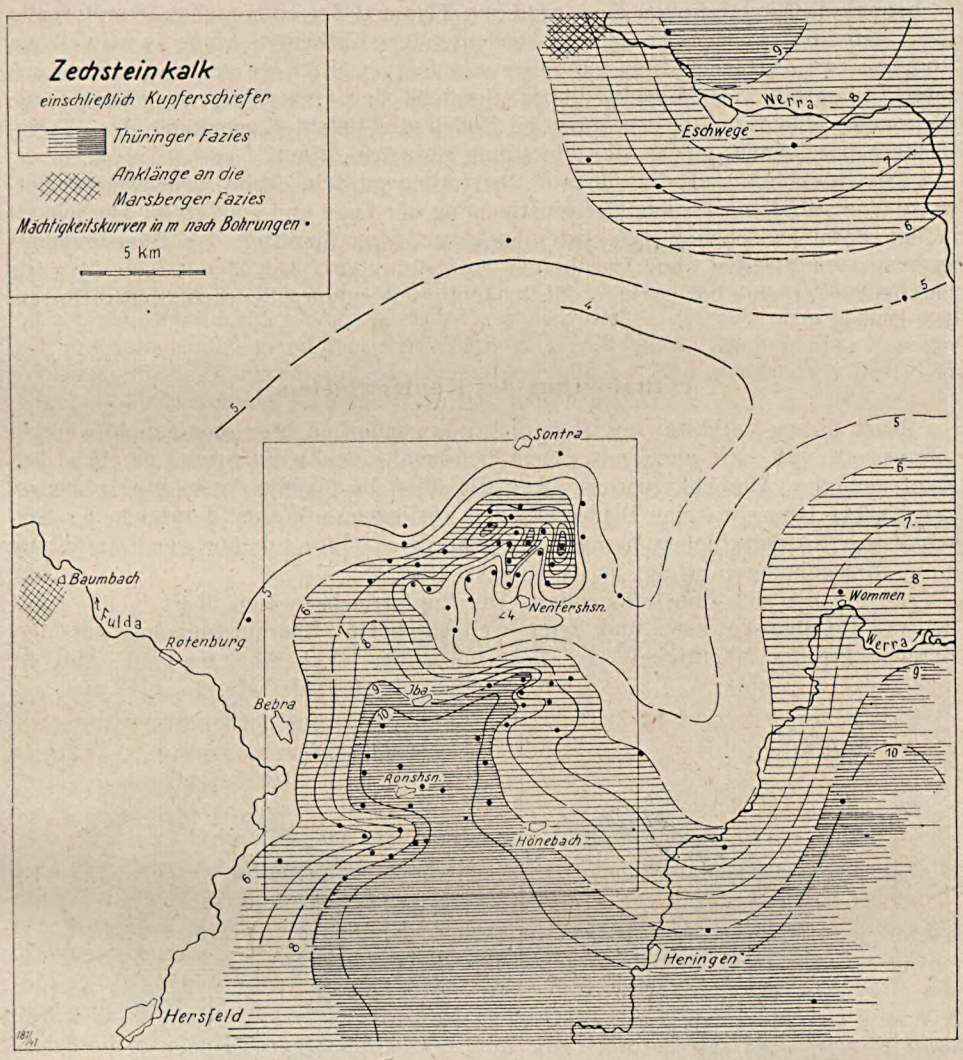


Abb. 5. Kurven gleicher Mächtigkeit für den Zechsteinkalk (einschließlich Kupferschiefer).

Im Südosten das Werra-Becken (Saar-Saale-Senke) mit mächtiger Entwicklung, die in Richtung auf die Hunsrück-Oberharz-Schwelle zurückgeht.

Auffällig ist das Zusammenfallen der Zone größerer Mächtigkeit (nördlich Ronshausen) mit der im Cornberger Dünengebiet ausgesparten Rinne; vgl. Abb. 3. Die Metallfazies des Kupferschiefers zeigt ebenfalls Abhängigkeit von den dargestellten Verhältnissen; für das umrandete Gebiet aus Abb. 6a + b zu ersehen.

Wenn wir nun feststellten, daß eine besonders geringe Mächtigkeit im kleinen Bilde die Dünenberge, in größerem Maßstabe im Westen unseres Gebietes den anderweitig erkennbaren Schwellenrand, also in beiden Fällen Flachwassergebiete auszeichnet, so können wir daraus schließen, daß die größeren

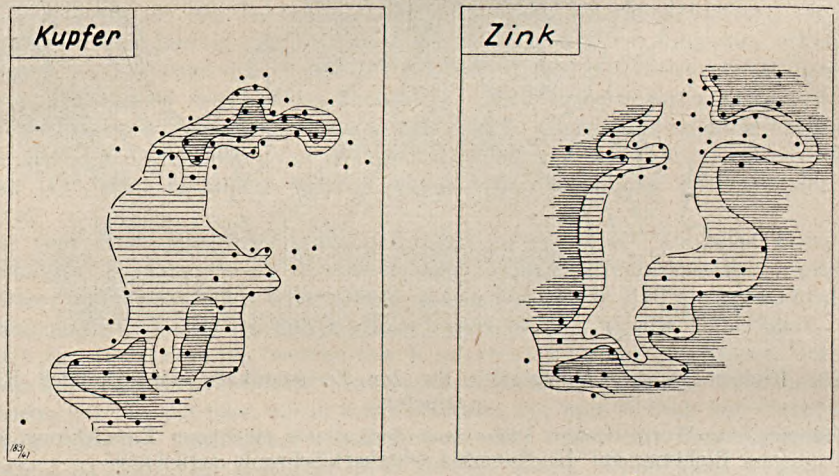
Zechsteinkalk-Mächtigkeiten auch größeren Wassertiefen entsprechen. Somit ergibt sich, daß die schmale Zone bedeutender Kalkentwicklung zwischen Sontra und Ronshausen einer tieferen Rinne im Sedimentationsgebiet entspricht. Beiderseits liegen Bereiche flacheren Wassers, während die maximalen Mächtigkeitswerte ganz im Süden die tiefste Einsenkung des Werra-Beckens bezeichnen, in das sich die Rinne südwärts öffnet.

Ein Rückblick auf die jüngste Oberrotliegend-Zeit ergibt bemerkenswerterweise eine auffallend genaue Übereinstimmung der Lage und eine große Ähnlichkeit in der Form zwischen der Zechsteinbucht und dem inmitten des Dünengebietes ausgesparten Streifen ohne Cornberger Sandstein (vgl. Abb. 3 mit Abb. 5). Die randlichen Bereiche mit geringer Kalkmächtigkeit entsprechen dem spät-rotliegenden Dünengürtel.

c) Erzführung des Kupferschiefers

Nach diesen Verhältnissen ist es nicht verwunderlich, aber damit nicht weniger interessant, daß sich auch mit einem Sediment der Zwischenzeit, nämlich dem Kupferschiefer, Ähnlichkeiten ergeben. Da über die fazielle Ausbildung in petrographischer Hinsicht keine Beobachtungen vorliegen, soll zum Vergleich der Erzgehalt des Kupferschiefers herangezogen werden. (Eine ausführliche Darstellung dieser Erscheinungen erfolgt bei G. Richter 1941.)

Es erweist sich dabei folgendes: Die kupferreichste Zone liegt in der Linie Sontra—Ronshausen usw. und zeigt weitestgehende Übereinstimmung mit dem Bereich größter Mächtigkeit des Zechsteinkalkes (vgl. Abb. 6 a mit Abb. 5).



a *b*

Abb. 6. Erzfazies des Kupferschiefers.

Der Umfang dieser Karten entspricht dem auf Abb. 5 eingezeichneten Ausschnitt.
Dicke Punkte: Untersuchte Bohrungen.
Die Dichte der Schraffur entspricht der Höhe des Erzgehaltes, in a für Kupfer, in b für Zink; die Mengen sind jedoch nur relativ vergleichbar.
Beachtlich ist die Reziprozität von Cu- und Zn-Gehalten und deren Beziehung zu der Verbreitung des Cornberger Sandsteins einerseits (Abb. 3) und zu der Mächtigkeit des Zechsteinkalkes andererseits (Abb. 5)!

Andererseits halten sich die hohen Zink-Gehalte, unter auffälliger Vermeidung der kupferreichen Zone, an die benachbarten Flächen geringer Kalkentwicklung (Abb. 6 b und Abb. 5). Oder wir stellen fest, daß auf dem mit Flachwasser bedeckten alten Dünengürtel vorzüglich Zinkschiefer, in der tieferen, zum eigentlichen Rotliegend-Becken führenden Rinne und vor deren trichterförmigem Ausgang besonders kupferreiche Schiefer zum Absatz kamen (vgl. auch Abb. 6 mit Abb. 3).

d) Unterer Zechstein, Rückblick

Wir können so mit Hilfe der Erzfazies und der Zechsteinkalk-Mächtigkeiten eine recht detaillierte Paläogeographie rekonstruieren, die natürlich immer noch roh erscheinen muß gegenüber der einstigen Wirklichkeit. Da wir aber von verschiedenen Blickpunkten aus das prinzipiell gleiche Bild gewannen, dürfte das Ergebnis als weitgehend gesichert zu betrachten sein.

Der ausgedehnte Trog, die Saar-(Saale-)Senke in ihrem Werra-Stück, war auch im Unteren Zechstein das Beckentiefste. Gegen N bzw. NO schlängelte sich in Richtung auf das Hochgebiet der Schwelle eine schmale, rinnenartige Bucht, in der erst die Hauptmasse der Kupfererze, dann besonders große Zechsteinkalk-Mächtigkeiten zum Absatz kamen.

V. Mittlerer Zechstein

Die Schichten des Mittleren Zechsteins:

Hauptdolomit (z. T. fehlend)	
Jüngerer Anhydrit	bzw. Anhydrit
Bunte Tone	
Werra-Salz	
Älterer Anhydrit und Knotenschiefer	

sind faziell derart miteinander verfilzt, daß es zunächst unmöglich erscheint, eine allgemeingültige Tabelle zu geben.

Wohl entsprechen die Bunten Tonsteine eindeutig dem Braunroten Salzton des Werra-Kaligebietes (C. Dietz 1928) einerseits und der zmγ-Stufe der Eisenacher Gegend (Naumann 1934) andererseits. Aber ihre Verzahnung mit Anhydrit und Salz läßt im Richelsdorfer Gebirge bei vielen Bohrungen keinen eindeutigen Vergleich mit benachbarten Schichtenfolgen zu. Das Bild wird weiter verwischt durch das primäre Auskeilen und die sekundäre Ablaugung des Salzes, dessen Lagehöhe im Profil dann zweifelhaft sein kann. Und eine Unklarheit in der Abgrenzung zum Oberen Zechstein sogar kommt dadurch zustande, daß beim Fehlen des Hauptdolomites die bunten Gipsletten beider Stufen ineinander verschwimmen.

Aus den — oft genug freilich zweifelhaften[8]) — Bohrergebnissen lassen sich jedoch bei vorsichtiger und immer wieder vergleichender Bearbeitung und unter Berücksichtigung der Tagesaufschlüsse gewisse Gesetzmäßigkeiten erkennen, welche über Faziesvergleiche zu einer Gliederung des Mittleren Zechsteins führen, wie sie aus Einzelaufschlüssen nicht zu gewinnen wäre. Wir wollen daher auch hier erst über die Paläogeographie jeder der Einzelstufen zu einer Gesamtbetrachtung des Mittleren Zechsteins gelangen.

[8]) vgl. S. 284.

a) Liegendes der Salzfolge

Über dem Kalk des Unteren Zechsteins folgt im Norden, im Bereich von Sontra—Cornberg, unmittelbar ein mächtiger Anhydrit bzw. Gips, wie das in dem kleinen Steinbruch OSO Sontra besonders gut erschlossen ist (s. Taf. 24). Auch noch weiter nördlich, in den Bohrungen bei Eschwege, ist das nicht anders. Die Mächtigkeit ist z. T. sehr erheblich, so z. B. in der Bohrung Gr. Kurfürst 1 bei Nieder-Dünzebach rund 85 m, in Bohrung Lindenau 2 gegen 60 m. Dieser Anhydrit reicht freilich durch den ganzen unteren Teil des Mittleren Zechsteins hindurch und wird vom Hauptdolomit unmittelbar überlagert (vgl. S. 299). Das zeigt sehr schön z. B. der Gipsfelsen an der Mühle von Berneburg, und verschiedene weitere Bohrungen ergaben das gleiche Bild. So im Norden das eine Extrem.

Das Gegenteil bieten die Bohraufschlüsse im Süden, im Werra-Kaligebiet, die unter dem Salz Anhydrit nur in ganz geringer Mächtigkeit antrafen, bzw. überhaupt nur seine Vertretung in Form von stinkenden, dunklen Kalkmergelsteinen mit feinen, knotigen Anhydritlagen, dem sog. Anhydritknotenschiefer. Die beiden Extreme sind durch Übergänge miteinander verbunden.

Bei einem Vergleich nur derjenigen Anhydrite, welche zweifelsfrei in das Liegende des Werra-Salzes gehören, ergibt sich dabei folgendes: Die Knotenschiefer-Fazies allein herrscht nur im Werra-Becken selbst. Sowohl nordwärts (Hönebach) als nach WNW (Meckbach) stellen sich an der Basis des Salzlagers Anhydrite ein, die in den genannten Richtungen immer mächtiger werden. Oft liegt über dem Zechsteinkalk unmittelbar schon ein recht reiner Anhydrit oder Gips (wenige Meter), dessen Karbonatgehalt nach oben allmählich zunimmt, bis das Gestein zu echtem Knotenschiefer wird, dem wieder Anhydrit folgt (z. B. Profile 4—6 und 10 in Abb. 7; vgl. auch Taf. 25). Oft auch bilden die Knotenschiefer allein die Basis der Anhydrite des Mittleren Zechsteins (Profile 3 und 9). Gelegentlich beginnt dieser auch mit einem dunklen, splittrigen Dolomit, in dem scharf, aber unregelmäßig begrenzte Knollen eines milchigblauen, feinkristallinen Anhydrites schwimmen (Profil 7).

Je weiter wir etwa vom Ort Ronshausen nord- oder westwärts fortschreiten, desto mehr nimmt die Dicke der in dem unteren Anhydrit eingeschalteten Knotenschiefer-Einlagerung ab. Die Anhydrite selbst schwellen nicht nur um den entsprechenden Betrag, sondern weit darüber hinaus an. Gleichzeitig ist in dem Anhydritgestein ein Zurücktreten der stinkenden, dunkelbraunen Dolomit-Flasern oder -Schlieren zu beobachten, wie das auch aus Abb. 7 hervorgeht. So ergibt sich das Bild: Je mächtiger der Anhydrit unter dem Werra-Salz, desto reiner ist er und desto geringmächtiger ist die Knotenschiefer-Einlagerung.

In den Tagesaufschlüssen, wo die Gipse vielfach der Lösung zum Opfer gefallen sind, kennen wir die Knotenschiefer in der Form stinkender „Blasenschiefer“ oder „Blasenwacken“ nordwärts bis etwa in die Gegend nördlich Iba. Im Osten sind die gleichen Gesteine bei Wommen/Werra in einigen flachen Bohrungen ebenfalls angetroffen worden; in der Eisenacher Gegend bilden sie ein altbekanntes Schichtglied über dem Zechsteinkalk. Dagegen fehlen Blasenschiefer wieder ganz im Norden (Werra-Grauwackengebirge) wie auch im Westen, in der Umgebung des Fulda-Paläozoikums (vgl. S. 307 ff.). Dort sind reine Anhydrite abgelagert.

Bemerkenswert ist die räumliche Anordnung dieser Faziesunterschiede (vgl. Abb. 7 und die Lagepunkte der Profile auf Abb. 8). Es ergibt sich nämlich, daß die Knotenschiefer besonders die im Unteren Zechstein feststellbaren

Tiefgebiete auszeichnen; sie keilen dagegen aus in Richtung auf die Bereiche flacheren, besser durchlüfteten oder erwärmten Wassers, wo sie durch reine Anhydrite größerer Mächtigkeit vertreten werden.

b) Werra-Salz und seine fazielle Vertretung

Das Werra-Salz ist nicht auf der gesamten Fläche des Richelsdorfer Gebirges zur Ablagerung gekommen. Die primäre Ausdehnung ist freilich nicht unmittelbar aus den Bohrungen abzulesen, da die heutige Nordgrenze des Salzlagers durch die Ablaugung bestimmt wird (vgl. auch C. Dietz 1928). Doch ergibt sich aus der Faziesgestaltung des übrigen Mittleren Zechsteins mit weitgehender Sicherheit die Linie, bis zu welcher die Salze ursprünglich gereicht haben.

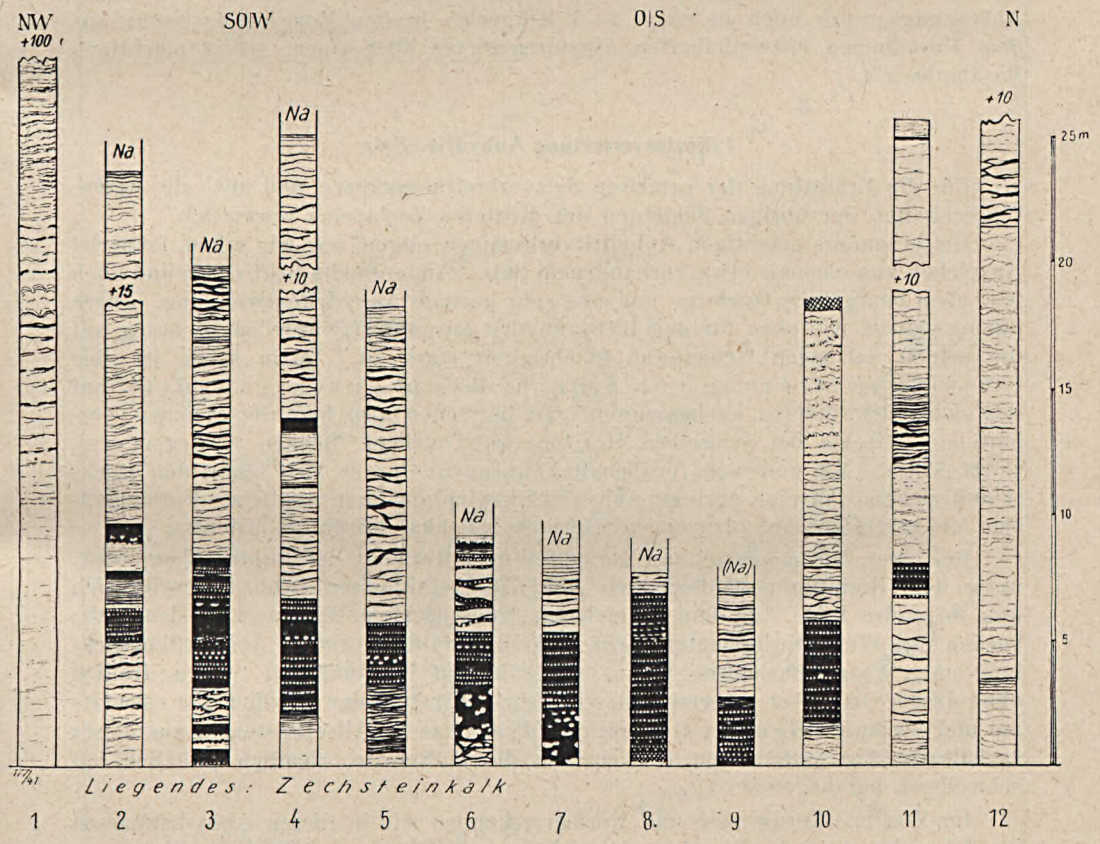


Abb. 7. Faziesprofile des Älteren Anhydrites A 1 bzw. A 1 α im Mittleren Zechstein (vgl. Tabelle S. 309).

Die Lagepunkte der Bohrprofile sind in Abb. 8 durch eingekreiste Zahlen angegeben. Weiß: Sulfat; schwarz: Karbonat; feine weiße Punktierung: Anhydritknotenschiefer; Na: Steinsalz der Werra-Serie.

+ 10: in gleicher Fazies weitere 10 m zu ergänzen (hier nur zur Raumersparnis nicht dargestellt).

Vgl. auch Taf. 25.

Da sind zunächst die Aufschlüsse und Bohrungen im nördlichen Teil des Richelsdorfer Gebirges wesentlich, die den gesamten tieferen Mittleren Zechstein in Anhydritfazies zeigen (vgl. oben). Von Schwarzenhasel an, wo ein kompakter Anhydrit von 127 m Mächtigkeit besteht, reicht ein solcher ganz zweifellos salzfreier Bereich über Cornberg—Berneburg—Sontra bis in die Gegend von Lindenau, wo wiederum 60 m geschlossener Anhydrit unter dem Hauptdolomit erbohrt wurde. Auch die Bohrung Bellers 1 etwa 3 Kilometer südlich Nentershausen traf eine 55 m mächtige, geschlossene Anhydritmasse an, in der nichts auf ein etwa ursprünglich vorhandenes Salz hinweist. Bei allen diesen Stellen und noch einer ganzen Anzahl weiterer Bohrungen (Mönchhosbach 2, 4, Weißenhasel 4, 5, Solz 8, 11, Nentershausen 1, 2, Dens 3, Tannenberg 3, 4, 5) ist das primäre Fehlen des Salzes eindeutig (Abb. 9).

Andererseits ist dessen einstiges Vorhandensein auch nördlich der heutigen Ablaugungsgrenze noch in einer 2—3 Kilometer breiten Zone nachweisbar aus dem Vorkommen unzweifelhaften Einsturzgebirges über einem mäßig mächtigen Basalanhydrit.

1. Faziesvertretung Anhydrit—Salz

Für die Ermittlung der primären Salzverbreitungsgrenze sind auch die Eigentümlichkeiten der übrigen Schichten des Mittleren Zechsteins wesentlich.

Die besonders mächtigen Anhydritvorkommen zeigen, wie wir sahen, keinerlei Anzeichen von ehemals etwa vorhandenem Salz. Andererseits liegt unter und auch über dem heutigen Salzgebirge nur eine sehr geringe Anhydritentwicklung. Diese nimmt jedoch, wie oben für den Basisanhydrit ausgeführt wurde, in Richtung auf die primär salzfreien Gebiete an Mächtigkeit stark zu. Darin schon ist eine fazielle Vertretung von Salz (im Becken) durch Anhydrit (auf den Schwellenrändern) nachgewiesen. Es herrschen also hier die gleichen Verhältnisse, wie sie bei demselben Horizont im Thüringer Becken vorliegen (vgl. Lotze 1938). Mit gewissem Vorbehalt können wir daraus also schon den Rückschluß ziehen, daß eine geringe Anhydrit-Entwicklung ursprüngliches Vorhandensein, ein mächtiger Anhydrit dagegen primäres Fehlen des Salzes bedeutet.

Bei einer Zusammenstellung der unter dem Horizont der Bunten Tone (bzw. unter dem Hauptdolomit) liegenden Anhydritmächtigkeiten (Abb. 8) ergibt sich nun folgendes Bild: Aus dem Bereich der Knotenschiefer-Fazies, d. h. dem Salzbecken des Werra-Kaligebietes, zieht sich ein Streifen geringer Anhydritentwicklung auch über Ronshausen hinaus nordwärts in Richtung auf Sontra, freilich ohne diesen Ort selbst zu erreichen; vielmehr biegt die Zone nördlich Iba ostwärts um und verläuft sich in der Gegend von Weißenhasel. Allseits steigen aus dieser verhältnismäßig sulfatarmen Beckenrinne die Anhydrite, ziemlich plötzlich anschwellend, heraus.

Im Westen, Nordwesten und Norden erkennen wir in diesen Anhydritmassen die Flachwasser-Fazies der salinaren Serie am ziemlich geradlinig verlaufenden Südsaum der Hunsrück-Oberharz-Schwelle. Den Nordrand des Beckens zwischen Sontra und Gerstungen etwa sehen wir dagegen südwärts stärker einspringen und auffallend gegliedert in einige Sonder-Senken und -Schwellen besonders großer Anhydritanhäufung. Darin, daß diese Kleinformen nicht gesetzlos konturiert, sondern deutlich nordöstlich gestreckt erscheinen, bekunden sich außer exogenen Sonderverhältnissen, die solche Sulfatanhäufungen bewirken können, vielleicht auch spezialtektonische Bewegungen.

Die Argumente, welche nach dem Ergebnis jeder einzelnen Bohrung — etwa dem Vorhandensein eines Einsturzgebirges oder Auslaugungsrestes — zur Abgrenzung des primären Salzrandes führten, können durch diese Ergebnisse nur bestätigt werden, wie ein Vergleich der Abbildungen 8 und 9 zeigt. Eine Ausnahme besteht allein im Nordosten, wo die Bohrung Mäusemühle bei Rambach (Gr.

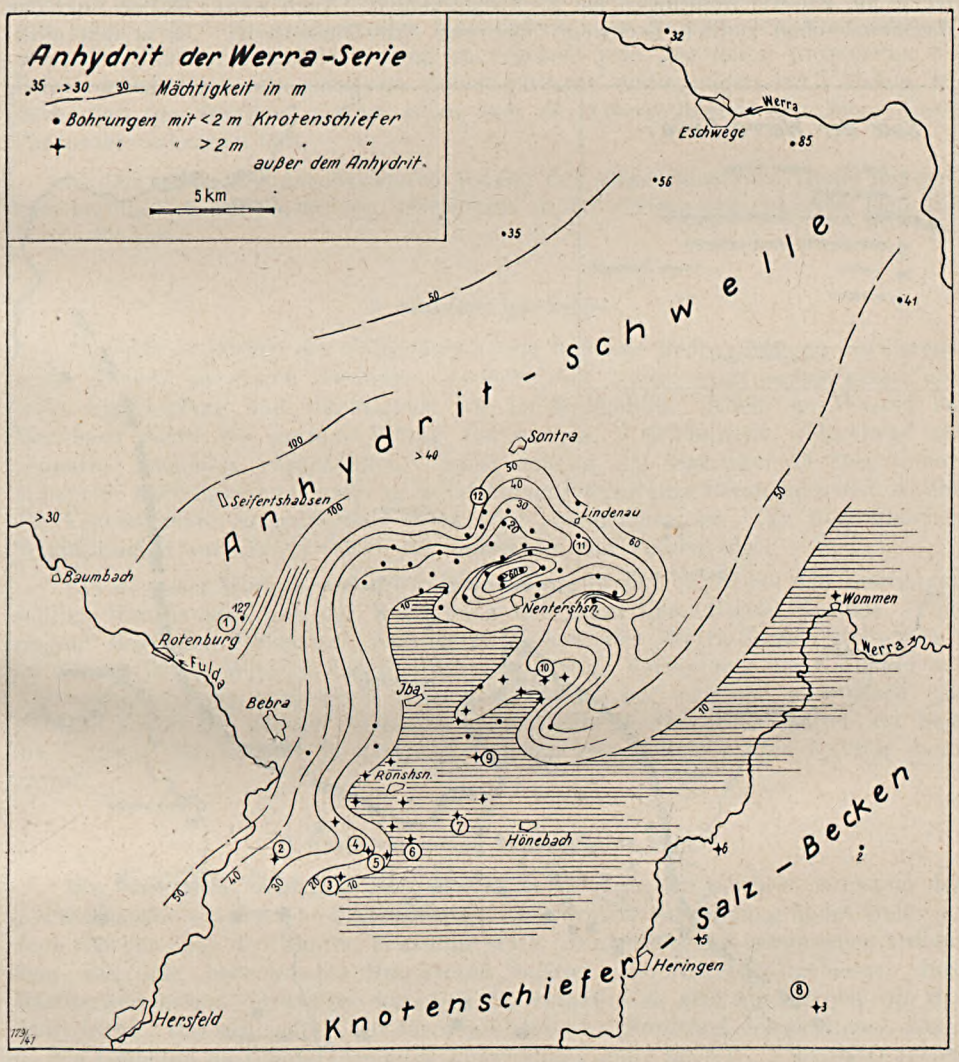


Abb. 8. Anhydrit der Werra-Serie (unterer Teil des Mittleren Zechsteins). Mächtigkeitskurven konstruiert aus den Ergebnissen der durch dicke Punkte bezeichneten Bohrungen.

Das Werra-Becken (Saar-Saale-Senke) ist durch geringe Anhydritmächtigkeit und Knotenschiefer-Fazies charakterisiert; vgl. dazu die in Abb. 7 dargestellten Faziesprofile. Die Becken-Entwicklung greift über Iba in einer Bucht nordwärts vor, die bereits im Oberrotliegenden und Unterzechstein in ähnlicher Form besteht (vgl. Abb. 3 und 5).

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Kurfürst 3) unter einer ansehnlichen Salzmächtigkeit von 114 m noch 41 m Anhydrit antraf; ob in diesem Bereich die primäre Salzgrenze tatsächlich so verläuft, wie in der Abb. 9 dargestellt, ist mangels geeigneter Aufschlüsse noch ungewiß.

Bemerkenswert an den Mächtigkeitsverhältnissen des Ältesten Anhydrites sind noch folgende Erscheinungen: Der abnorm mächtigen Entwicklung von Schwarzenhasel (östlich Rotenburg) mit 127 m schließen sich nordwärts wieder geringere Werte an, wie die Bohrungen um Eschwege zeigen. Auch weiter östlich liegt das Maximum schon südlich Eschwege (Bohrung Ndr.-Dünzebach). Ja in den nörd-

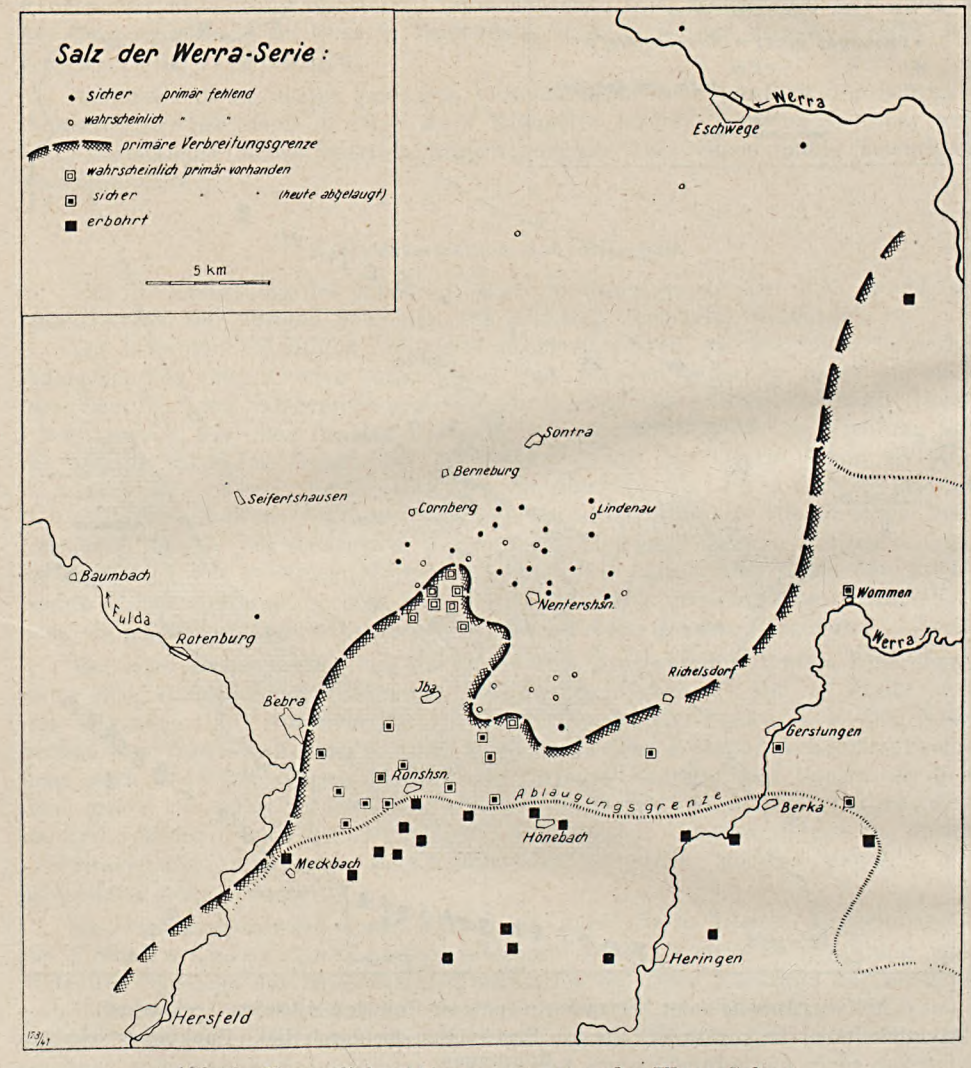


Abb. 9. Vermutliche Ablagerungsgrenze des Werra-Salzes.

Die dargestellten Fixpunkte entsprechen Bohrungen.
Bemerkenswertes Zusammenfallen der primären Salzgrenze mit der Linie anschwellender Anhydritmächtigkeit in Abb. 8.

lichen Bohrungen zeigen sich sogar gewisse Anzeichen dafür, daß dort wieder etwas Salz zur Ablagerung gekommen sein könnte. Es ist demnach entweder nicht die Kulmination der bisher feststellbaren Schwelle, auf der die größte Sulfatabscheidung stattfand, sondern deren flacher Südhang; oder der Kamm der Hunsrück-Oberharz-Schwelle hat sich aus dem rotliegend-freien Gebiet südwärts verlagert. Wenn das erstere auch wahrscheinlicher ist, so sprechen doch auch manche Gründe für die zweite Annahme, z. B. die Schwellenlage während des Buntsandsteins (s. S. 317 ff.). Auf jeden Fall dürften die großen Mächtigkeiten im Bereich von Nentershausen usw. als riffartige Sulfat-Anhäufung zu erklären sein, für deren Entstehung ein Flachwasserbereich mit gewissem Relief günstige Bedingungen bot. Sahen wir doch, daß das fragliche Gebiet schon seit der Oberrotliegend-Zeit Züge dieses Charakters erkennen läßt.

In dem schlechter durchwärmten Wasser der eingeschlossenen Rinne dagegen kam bereits Salz zur Ausfällung, ebenso wie in der südlich benachbarten Tiefe des Werra-Beckens.

2. Auskeilen des Salzes

Über das Auskeilen des Salzgebirges sind folgende Beobachtungen erwähnenswert: Soweit Salz durch Bohrungen nachgewiesen wurde, zeigt es fast genau dieselbe Entwicklung und Mächtigkeit wie im Kaligebiet. Allein im Westen bei Meckbach dürfte der geringe Betrag von nur ca. 7 m Steinsalz weitgehend auf primäres Auskeilen zurückgehen. Sonst scheint das Salzlager in fast unverminderter Mächtigkeit bis nahe an seine Ablagerungsgrenze heranzureichen, so daß die Faziesscheide Anhydrit/Salz recht steil anzunehmen ist. (Zu dem gleichen Schluß kommt auch Lotze [1938] für das Gebiet von Volkenroda.)

Ein gewisser Hinweis auf Schwellennähe ergibt sich (z. B. bei den Bohrungen südlich Ronshausen) aus der Rotfärbung des unter dem älteren Kaliflöz „Thüringen" liegenden Steinsalzes, welches im eigentlichen Werra-Becken stets g r a u ist (Dietz 1928). Wieweit dagegen die nordwärtige Vertaubung der Kalilager auf Ablaugungswirkung zurückgeht bzw. ursprünglich ist, entzieht sich nach den wenigen Einblicken unserer Kenntnis. Ich möchte sie für primär halten, da auch die Bohrung Mäusemühle in dem 114 m mächtigen Steinsalz kein Kaliflöz mehr antraf.

3. Faziesvertretung Salz — Bunte Tone

Wir wir sahen, wird das Salz einmal durch Anhydrit seitlich vertreten, der gewissermaßen v o n u n t e n heraufsteigt. Eine weitere Verzahnung findet vielleicht auch mit der Zone der Bunten Tonsteine statt. Diese Gesteine entsprechen vollauf dem das Salz bedeckenden Braunroten Salzton des Werra-Kaligebietes. Ihre Mächtigkeit nimmt nordwärts erheblich zu, verhält sich also ähnlich wie die des Anhydrites. Das gilt jedoch nur für den i n n e r e n Nordrand des Beckens. Denn in den Gebieten maximaler Anhydrit-Entwicklung ganz im NW, N und NO fehlen die Bunten Tone überhaupt. Und in der schmalen Zone geringer Anhydritmächtigkeit nördlich Ronshausen—Iba usw. schwellen sie gerade besonders an (Abb. 10). In den Randgebieten der Anhydritschwellen dagegen bedeutet die Einlagerung der roten Schichten mit Gipslagen unzweifelhaft die teilweise Vertretung des Salzes, welche durch diese Schichten — im Gegensatz zum Anhydrit — a u s d e m H a n g e n d e n h e r erfolgt.

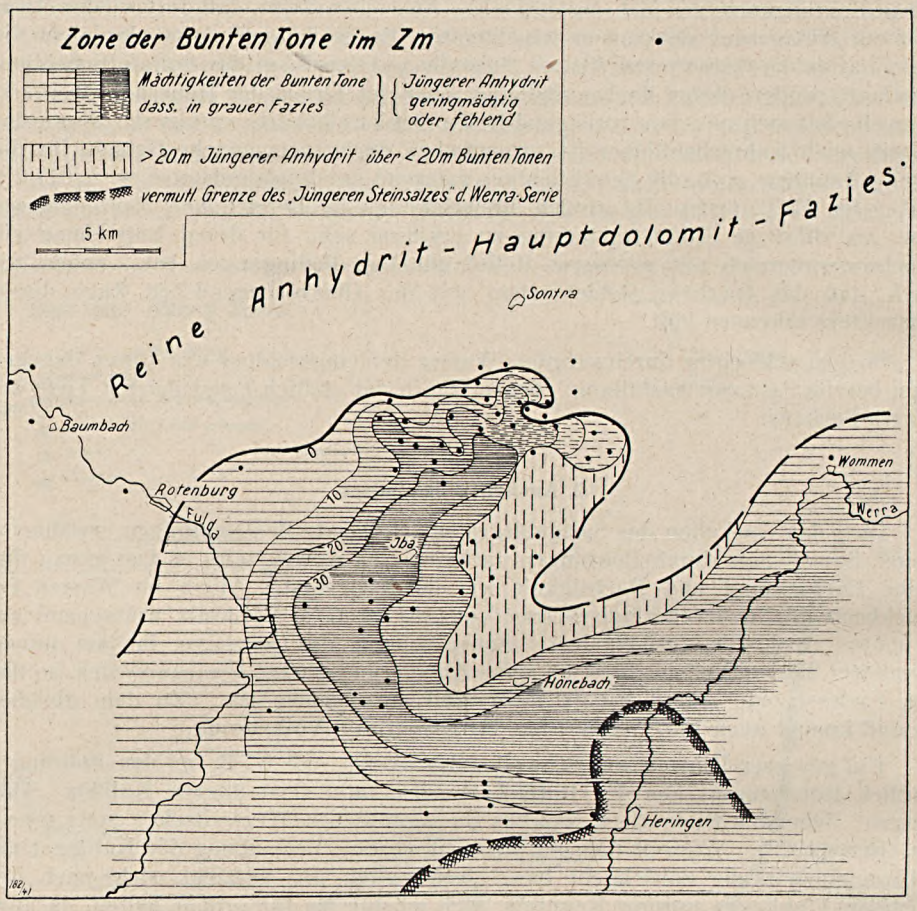


Abb. 10. Bunte Tone und Jüngerer Anhydrit des Mittleren Zechsteins. Dicke Punkte: Bohrungen, z. kl. T. auch Aufschlüsse.

4. Werra-Salzfolge, Rückblick

Die Salze der Werra-Serie sehen wir also auf den tieferen Trogbereich im Süden beschränkt. Aus diesem Werra-Becken reicht jedoch eine Zunge nordwärts in die Senke Ronshausen—Iba hinein. Innerhalb dieser Bucht wie im Saumgebiet des Hauptbeckens verzahnt sich das Salz mit perisalinaren Flachwasser-Sedimenten. Im unteren Teil besonders wird es durch den Ältesten Anhydrit des Mittleren Zechsteins vertreten; diese Faziesgrenze ist äußerst schroff. Im Hangenden findet eine weniger deutliche Verzahnung mit dem dann besonders anschwellenden Braunroten Salzton statt, durch dessen Einspülung die Salzausfällung in den Becken-Randgebieten offenbar frühzeitig unterbunden wurde.

c) Liegendes des Hauptdolomites

Die Bunten Tone stellen (abgesehen von der Basis) das erste klastische Zechsteinsediment dar, ein Material, das dem rot verwitterten Festland entstammt. Nach ihrer Mächtigkeitsverteilung[9]) sind sie eine Ablagerung des Becken-Saumgebietes, die in gewisser Entfernung vom Uferrand entstand. Ihr nördliches Auskeilen bestätigt das. Denn bei Nentershausen etwa gehen sie nordostwärts über in graue Letten mit Gipslagen, die ihrerseits wieder in der geschlossenen Anhydritfolge des Nordgebietes auskeilen (Abb. 10).

Auch im Nordwesten des Richelsdorfer Gebirges fehlen die Bunten Tone bei Seifertshausen, Baumbach usw. im allgemeinen. Ihre Einschwemmung dürfte daher hier von W bis WSW her erfolgt sein.

Rote Letten im Mittleren Zechstein sind nördlich des Thüringer Waldes unbekannt bis auf einen Rest von rund 6 m am Eisenacher Burschenschafterdenkmal. Bei Kittelsthal dicht östlich Eisenach sind nur noch 3 m von insgesamt 6 m Letten rot gefärbt (Naumann 1934). Von dort aus gehen sie in geringmächtige schwarze Tone über. Andererseits sind sie südlich des Thüringer Waldes bei Epichnellen vertreten. Ihr Vorkommen dort ist deshalb von Interesse, als sie den Gips (Vertretung der Werra-Serie) einschließen, nicht nur überlagern (Naumann 1934). Dieses Verhalten leitet schon über zu den Vorkommen der Schmalkaldener Gegend, wo über riffartigen Dolomiten auch Sandlagen in den roten Letten auftreten und somit den Einfluß einer östlich benachbarten Küste (Ruhlaer Kristallin-Insel) erkennen lassen.

Nicht überall überlagert der Hauptdolomit — sofern er überhaupt entwickelt ist — die Bunten Tone unmittelbar. Vielmehr geschieht das fast ausschließlich im Bereich deren größter Mächtigkeit, in der Rinne Ronshausen—Iba. Andernorts wird ihre Decke gebildet von einem Jüngeren Anhydrit; dieser verzahnt sich wohl auch mit ihnen, da er dort am mächtigsten ist, wo die roten Letten abklingen, wie etwa auf der Nentershausener Schwelle.

Der Jüngere Anhydrit (A 1 β) verdient aus folgenden Gründen eine gewisse Beachtung. Im Werra-Kaligebiet liegt über dem Braunroten Salzton ein durchschnittlich 5—10 m dicker Anhydrit, der das etwa 5 m mächtige „Jüngere Steinsalz" des Werra-Profils einschließt (Dietz 1928). Diese Schichten über dem Salzton werden nun bereits in den Oberen Zechstein gestellt und entsprechend mit dem Basalanhydrit bzw. Steinsalz der Staßfurt-Serie im Thüringer Becken parallelisiert; ein solcher Schluß (Schlüter 1932) liegt — obwohl ein unmittelbarer Zusammenhang durch den Thüringer Wald verhindert wird — so nahe, daß man daran zunächst kaum zweifeln möchte.

Der im Richelsdorfer Gebirge über den Bunten Tonen folgende Anhydrit hingegen ist zweifelsfrei Mittlerer Zechstein; denn er unterteuft noch eindeutig den Hauptdolomit. Somit entspricht er vollauf dem auch im Thüringer Becken zwischen Werra-Salz und Hauptdolomit verbreiteten Anhydrit.

Es erscheint mir nun als stratigraphische Unmöglichkeit, die über den Bunten Tonen = Braunrotem Salzton liegenden Anhydrite als nicht äquivalent anzusehen. Gehört der Anhydrit an einer Stelle in den Mittleren Zechstein, was im Richelsdorfer Gebirge eindeutig ist, so muß er an der anderen Stelle ebenfalls in diese

[9]) Die große Mächtigkeit der Bunten Tone mit Anhydrit geht örtlich sicher mit darauf zurück, daß die Ablaugung des liegenden Salzes zu einer Verstürzung und Auflockerung führte. So kommen die brekzienartigen Einsturzgebirge von Ton und Gips im Randbereich der primären Salzverbreitung zustande, die häufig keine Schichtung mehr erkennen lassen und dem Bohrbetrieb größte Schwierigkeiten machen.

Unterformation gestellt werden. Und somit gehört auch das sog. Jüngere Steinsalz des Werra-Kaligebietes in den Mittleren Zechstein. Das möchte ich für umso natürlicher halten, als ja doch nördlich des Thüringer Waldes das Auskeilen des Staßfurt-Salzes südwärts schrittweise zu verfolgen ist und sein Wiedererscheinen im Werra-Becken nach der ganzen Paläogeographie des Oberen Zechsteins ohnehin unwahrscheinlich ist (vgl. S. 313). Auch das Anwachsen des fraglichen Salzes in südlicher Richtung auf das Fuldagebiet zu (Schröder 1930), also analog zur Entwicklung des übrigen Mittleren Zechsteins, spricht für diese Einstufung. Es ergäbe sich hierdurch die Parallelisierung, wie sie in der Tabelle auf S. 309 dargestellt ist.

Ganz abgesehen von dieser Einstufung bleibt eine solche stratigraphische Trennung bzw. überhaupt die Grenzziehung Oberer/Mittlerer Zechstein selbst bei vollem Bohrkernprofil da schwierig, wo als Anhaltspunkt der Hauptdolomit fehlt und die ganze Schichtenfolge aus einem bunten Wechsel von roten, blauen, grünen, grauen, mehr oder weniger gipsführenden Letten besteht. In solchem Fall bleibt nur übrig, um die Normalmächtigkeit der zo1-Letten unterhalb der Basis des Plattendolomites die Grenze zo/zm zu suchen.

Der Jüngere Anhydrit zeigt auch an einigen Stellen des Richelsdorfer Gebirges einen gewissen Wechsel mit unteren Schichten des Hauptdolomites, bzw. es erscheint Dolomit als Einlagerung bereits im Horizont des Jüngeren Anhydrites und der Bunten Tone. Auch hier liegt also nicht einfach eine glatte Aufeinanderfolge vor, sondern eine in Verzahnung zum Ausdruck kommende allmähliche Faziesverschiebung.

d) Hauptdolomit

Der „Hauptdolomit" ist nicht überall entwickelt und ferner in den meisten Fällen ein — höchstens dolomitischer — Kalk; beide Teile seines Namens haben also für unser Gebiet keine petrographische Bedeutung, sondern nur historische Berechtigung.

Infolge seiner Widerstandsfähigkeit sind die Tagesaufschlüsse in diesem Horizont häufig und seine Faziesunterschiede gut zu beobachten. Im Norden, in der Gegend von Sontra, bei Berneburg, Heyerode usw., ist der Hauptdolomit in steilen Felswänden als ein wohlgeschichteter dickbankiger weiß- bis gelblichgrauer, feinkristalliner Kalk von mehr als 30 m Mächtigkeit entwickelt. Schon bei Cornberg und Mönchhosbach werden die Felsen krotzig, groblöcherig, und die Mächtigkeit geht auf 20—30 m zurück. An der Basis deuten eckige Zellen auf Gipsauslaugung hin. Als typischer gelblicher, dolomitischer Zellenkalk ist dann der ganze Horizont bei Solz, Imshausen usw. nur 10—15 m dick. Ja bei Iba ist er stellenweise schon gar nicht mehr zutagegehend zu beobachten. Tatsächlich haben dann auch die Bohrungen erwiesen, daß gleich südlich des Zechsteinausstriches seine primäre Südgrenze liegt. Die letzten Reste erscheinen in 1—2 m mächtigen, dunkelgrauen, dichten Dolomitbänken, welche mit der sonstigen Fazies des Hauptdolomites schon keine Ähnlichkeit mehr haben (in den Bohrungen Iba 3, Ronshausen 5, 6, 8, Hönebach 1, 2, Wolsberg 1—3 usw.). Im Werra-Kaligebiet fehlt er überall.

Aus der Verbreitung, Fazies und Mächtigkeit des kalkigen Mittleren Zechsteins (Abb. 11) ergibt sich für das Richelsdorfer Gebirge die bemerkenswerte Tatsache, daß er dort am mächtigsten und typischsten entwickelt ist, wo schon reichlich Anhydrit sedimentiert wurde, die Bunten Tone aber fehlen. Es fällt besonders auf, daß wohl seine Verbreitungsgrenze, nicht aber die volle Masse in die Senke von Iba von Norden her einspringt, ohne freilich das Werra-Becken zu er-

reichen. So erweist sich der typische Hauptdolomit als eine schwellennahe oder doch im Flachwasser entstandene Fazies des höheren Mittleren Zechsteins, analog dem Anhydrit in dessen tieferem Teil.

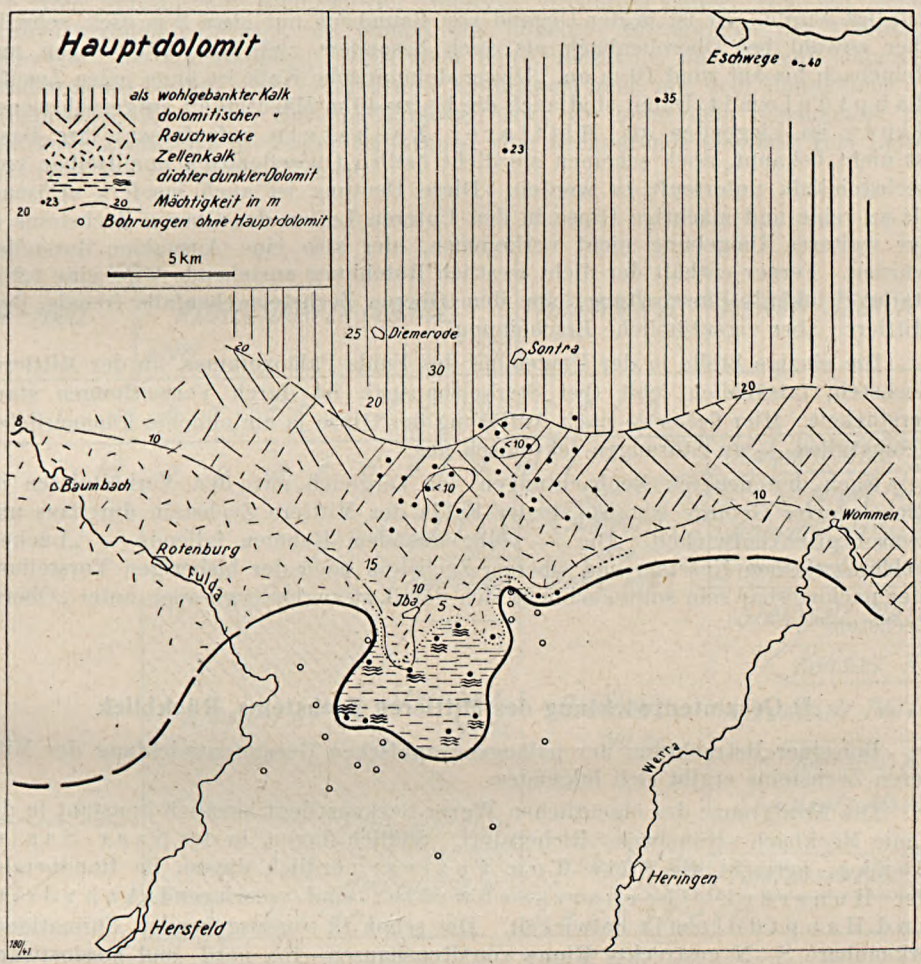


Abb. 11. Fazies und Mächtigkeit des Hauptdolomit-Horizontes.

Bei einem Vergleich mit den Abbildungen 8—10 fällt die Schwellengebundenheit der Dolomitfazies und ihr Fehlen in der Tiefe des Werra-Beckens besonders auf.

e) Mittlerer Zechstein an der Fulda

Der Mittlere Zechstein in der Umgebung des Fulda-Grauwackengebirges bei Rotenburg, Baumbach, Altmorschen usw. verdient hier deswegen noch eine kurze Behandlung, weil sein Vorhandensein mehrfach geleugnet worden ist (Beyschlag 1891 bis Bein 1932).

Die dort reichlich entwickelten Gipse sind auf der alten Geologischen Spezialkarte (Blätter Altmorschen, Seifertshausen, Rotenburg/Fulda) als „Oberer Zechstein" dargestellt und bisher immer als solcher aufgefaßt worden. In ihrem Hangenden findet sich jedoch überall ein löchriger Dolomit von wenigen Metern Mächtigkeit, dessen Vorhandensein zwar örtlich erkannt, dessen Bedeutung jedoch nicht gewürdigt wurde. Er ist in der Gegend von Baumbach nur etwa 2 m dick, schwillt aber sowohl bei Oberellenbach als auch besonders zwischen Altmorschen und Heinebach bis auf rund 10 m an. Dieser dolomitische Kalk ist ohne jeden Zweifel Hauptdolomit. Damit sind auch die bis zu 40 m Mächtigkeit aufgeschlossenen Gipse im Liegenden als Mittlerer Zechstein aufzufassen; ihre Basis ist nicht bekannt, doch scheinen sie dicht östlich Oberellenbach unmittelbar vom Zechsteinkalk unterteuft zu werden. Diese Deutung ist auch insofern erlösend, als so reine und mächtige Gipse in den Unteren Letten des Oberen Zechsteins in der weiteren Umgebung nicht vorkommen, hier also eine Ausnahme darstellen würden. Ferner enthält der dicht westlich Rotenburg anstehende Gips eine 1,2 m starke Stinkkalk-Einschaltung, eine dem Oberen Zechstein ebenfalls fremde, dem Mittleren aber eigentümliche Erscheinung.

Die einzige Stelle in der Umgebung des Fulda-Paläozoikums, an der Mittlerer Zechstein tatsächlich fehlt (bei Sterkelshausen), ist durch Verwerfungen stark zerstückelt. Hier fiel er — nach Auflösung der Gipse ja ein ohnehin kümmerliches Schichtglied — an Störungen tektonisch aus.

Nach den neueren Beobachtungen im Vergleich mit den Verhältnissen im Richelsdorfer Gebirge ist also an der Fulda der Mittlere Zechstein durchaus und zwar typisch entwickelt. Die — völlig aus dem Rahmen fallende — „Lücke", welche zwischen Unterem und Oberem Zechstein nach der bisherigen Vorstellung hier nachweisbar sein sollte, schließt sich damit zwanglos (vgl. auch unter „Oberer Zechstein").

f) Gesamtentwicklung des Mittleren Zechsteins, Rückblick

Bei einer Betrachtung der paläogeographischen Gesamtentwicklung des Mittleren Zechsteins ergibt sich folgendes:

Die Nordgrenze des eigentlichen Werra-Beckens liegt ziemlich konstant in der Linie Meckbach—Hönebach—Richelsdorf. Südlich davon, in der Saar-Saale-Senke, herrscht die Salz-Ton-Fazies; nördlich davon, im Randbereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle, sind vorwiegend Anhydrite und Hauptdolomit entwickelt. Die schon in vorausgehenden Formationen erkennbare S—N gestreckte Rinne von Ronshausen—Iba nord- und nordostwärts in Richtung Weißenhasel ist auch im Mittleren Zechstein als Bucht nachweisbar, in der die Beckensedimente in den Schwellenbezirk vorgreifen. Die an sich schon deutliche Faziesverzahnung ist hier besonderes auffällig.

Ein Vergleich des Richelsdorfer Mittleren Zechsteins mit dem der Nachbargebiete (Tab. Abb. 12) gibt zu erkennen, daß der Werra-Anteil des Saar-Saale-Troges während dieser Zeit unter allen mitteldeutschen Gebieten am intensivsten einsank. Zuerst, im unteren Teile der Formation, herrscht die Schwellenrand-Fazies, mächtige Anhydrite, allein im Richelsdorfer Gebirge und seiner westlichen Umgebung an der Fulda. Im Werra-Stück des Troges dagegen liegen die mächtigsten Salze mit Kaliflözen und darüber teilweise recht dicker roter Ton. Das Thüringer Becken macht diese Eintiefung schon nicht im gleichen Umfange mit,

bleibt dann während des späteren Mittleren Zechsteins in der Absenkung merklich hinter dem Werra-Becken zurück, in welchem die salinare Folge weitergeht, und schließt sich sogar mit seinem mächtigen Hauptdolomit der im Richelsdorfer Gebiet durchgehend herrschenden Flachwasser-Fazies an.

Der Nordteil des Richelsdorfer Gebirges wiederum nähert sich mit seiner Anhydrit-Dolomit-Entwicklung einmal den höheren Aufragungen der Oberharz-Schwelle, wo bei Herzberg, Scharzfeld usw. überhaupt nur Dolomit entstand. Andererseits besteht eine weitgehende Ähnlichkeit auch mit dem Randgebiet der Rheinischen Masse bei Korbach-Marsberg usw., wo unter dem Schaumkalk des Mittleren Zechsteins in einiger Entfernung vom Beckenrande ebenfalls rote Letten mit Gips zur Ablagerung kamen.

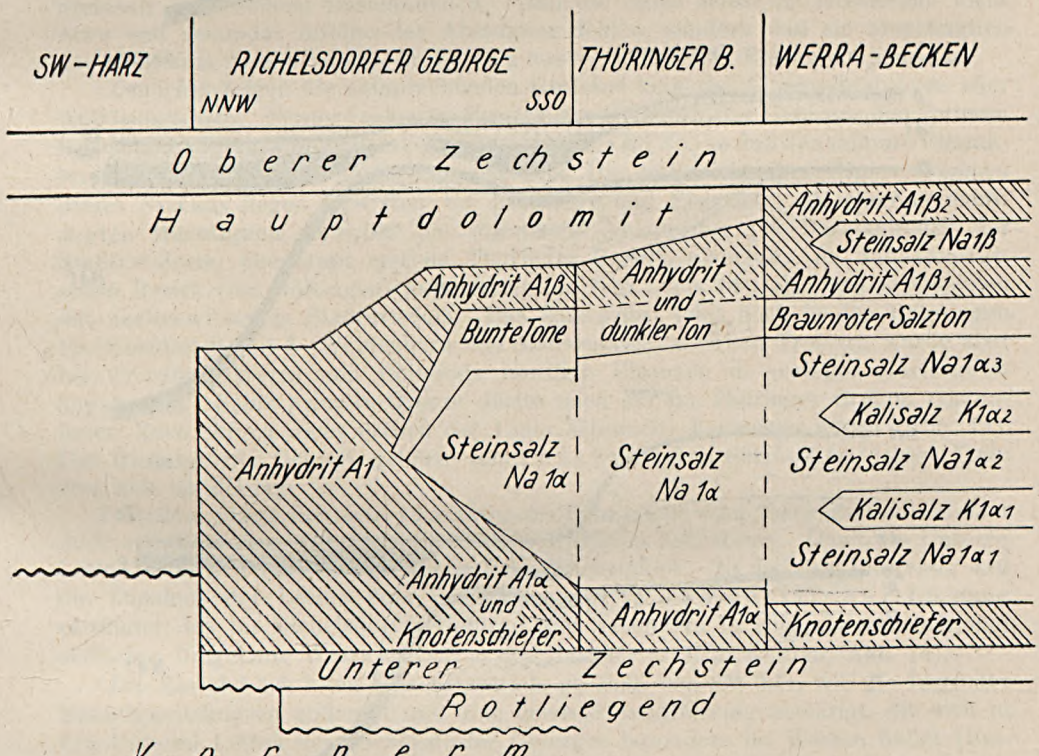


Abb. 12

So ergibt sich die besonders interessante Stellung des Richelsdorfer Gebirges an der Grenze von Hunsrück-Oberharz-Schwelle zur Saar-Saale-Senke einerseits, zwischen Rheinischer Masse und Thüringer Becken andererseits, eine Position, aus der sich die verwickelten Faziesverhältnisse zu einem Teil erklären; zum anderen Teile gehen diese auf eine Sondergliederung des Beckenrandes zurück, wie solche sicher auch an anderen, nur nicht genügend erschlossenen Stellen verwirklicht ist.

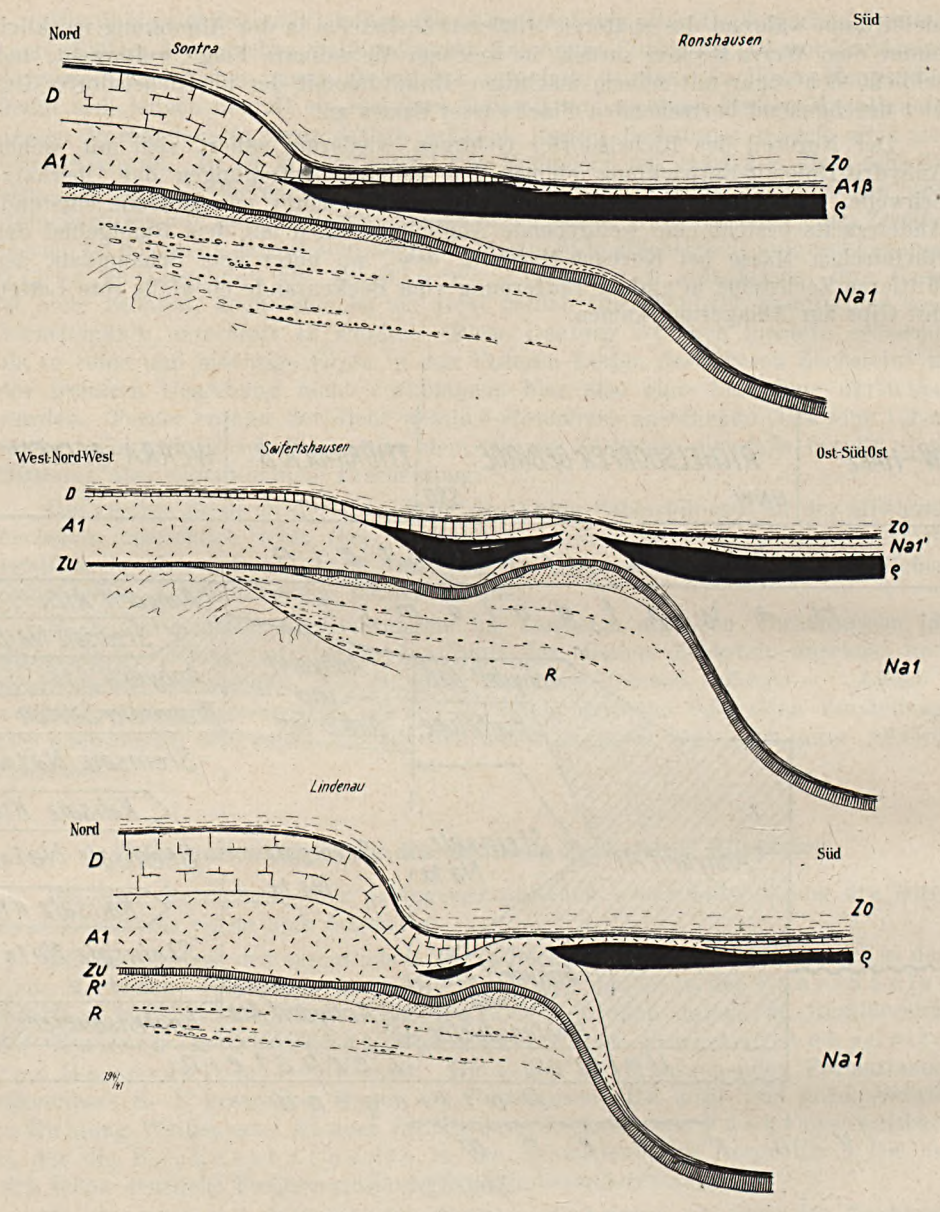


Abb. 13. Die fazielle Entwicklung des Mittleren Zechsteins.

50fach überhöhte Faziesprofile durch das Beckensaumgebiet. Links die Hunsrück-Oberharz-Schwelle mit vorherrschender Anhydrit-Hauptdolomit-Fazies; rechts das Werra-Becken (Saar-Saale-Senke) mit mächtiger Salz-Entwicklung. Vgl. Tabelle S. 309.

zo	Untere Letten des Oberen Zechsteins	A 1	Anhydrite der Werra-Serie (unter Na 1 in Knotenschiefer übergehend)
D	Hauptdolomit	zu	Unterer Zechstein
A I β	Jüngerer Anhydrit (darin Na 1' Steinsalz)	R'	Cornberger Sandstein
ρ	Bunte Tone bzw. Braunroter Salzton	R	Oberrotliegend-Konglomeratserie
Na 1	Salz der Werra-Serie		

VI. Oberer Zechstein

Gegenüber dieser faziellen Unruhe ist der Obere Zechstein wesentlich gleichförmiger ausgebildet. Im Richelsdorfer Gebirge und seiner weiteren Nachbarschaft birgt die Schichtenfolge Untere Letten — Plattendolomit — Obere Letten keine Abweichungen vom Normalen; doch bestehen auch hier Faziesunterschiede, deren Bedeutung sich freilich nur unter der Betrachtung eines größeren Raumes offenbart.

a) Untere Letten

Die Unteren Letten sind in ihrem liegenden Teile im allgemeinen als wohlgeschichtete, enge Wechsellagerung von Tonmergel und Gips entwickelt. Nach der Parallelisierung der bunten Letten mit dem Grauen Salzton der Staßfurt-Serie entsprechen also diese untersten Schichten des Oberen Zechsteins dem Staßfurt-Steinsalz bzw. seinem Basalanhydrit. Daß die Salze selbst im Hessischen nicht etwa erst sekundär infolge der Ablaugung fehlen, sondern daß sie ursprünglich gar nicht zum Absatz kamen, ergibt sich aus verschiedenen Erscheinungen.

Zunächst zeigen die entsprechenden Gesteine keinerlei Einsturzbildungen oder Auflösungsreste. Ferner fehlen im Bereich des Richelsdorfer Gebirges den Unteren Letten mächtigere Anhydriteinlagerungen (vgl. S. 307 ff.), so daß der salinare Charakter überhaupt nicht sehr ausgeprägt erscheint. Die ersten massigen Gipsvorkommen dieses Niveaus liegen im Osten, bei Eschwege und Eisenach. Zu einer nennenswerten Mächtigkeit schwillt die sulfatische Ablagerung (= Basalanhydrit der Staßfurt-Serie) überhaupt erst im Thüringer Becken einerseits, im Südhannoverschen Bezirk (um Göttingen) andererseits an (vgl. Abb. 14), also erst in Gebieten mit nachgewiesenem Staßfurt-Salz. Das Salz selbst fehlt noch in den Bohrungen Gr. Kurfürst 2 und 3 (Weißenborn und Mäusemühle) westlich Treffurt, wurde aber bei Creuzburg/Werra und Bolleroda nördlich Eisenach in geringer Mächtigkeit angetroffen. Seine primäre Grenze dürfte nach der im Thüringer Becken erkennbaren Entwicklung dicht östlich der Linie Eisenach—Eschwege liegen (Abb. 14). Das Richelsdorfer Gebirge gehörte somit n i c h t zu dem Salzbecken, dessen Tiefe erst weit im NO lag.

Trotzdem prägt sich sein Charakter als Schwellen- oder Schwellensaum-Gebiet doch etwas weniger aus als während des Mittleren Zechsteins. Denn die Unteren Letten erreichen eine relativ ansehnliche Mächtigkeit. Es ist von Interesse, daß die Zunahme der Letten vom Salzbecken aus in s ü d w e s t l i c h e r Richtung sattfindet, bis im Richelsdorfer Gebirge und besonders in seiner westlichen und südlichen Umgebung Werte von 35 m und darüber erreicht werden (Abb. 14).

Die Einfuhr des roten Lettenmaterials geschah von SW her, wie die Lage der Mächtigkeitskurven andeutet und eine gewisse Sandführung bestätigt, die sich in den Unteren Letten des Richelsdorfer Gebirges besonders im Westen findet (Umgebung von Cornberg und Ronshausen). Im Beckeninneren dürften diesen klastischen Einschwemmungen die Sandlagen im oberen Teil des Grauen Salztones entsprechen (vgl. E. Zimmermann 1914).

Gegen Süden schwellen die Unteren Letten zum Fulda-Kaligebiet hin noch an (E. Schröder 1930). Die weitere Entwicklung in dieser Richtung ist unklar. Die Parallelisierung mit gleichen Gesteinen der Marsberg—Korbacher Gegend ist dagegen völlig eindeutig. Die Fazies der sandigen roten Tone und Gipsmergel herrschte also vom Thüringer Walde bis zum Rande des Rheinischen Schiefergebirges, wo die klastischen Einschaltungen erst in unmittelbarer Nähe des Variszikums bzw. der Küste gröber werden.

In Nordosten gehen, gleichzeitig mit ihrem Abklingen, die bunten „Unteren Letten“ in den „Grauen Salzton“ über. Bemerkenswerterweise vollzieht sich dieser Farbwechsel etwa an der primären Verbreitungsgrenze des Staßfurt-Salzes, nämlich etwa an der mittleren Werra. Allerdings kommen auch im Bereich der Eichsfeld-Schwelle noch örtliche Rotfärbungen des „Grauen Salztones“ vor.

Die Verzahnung der beiden Faziestypen — einerseits mächtige rote Letten, andererseits Steinsalz und ge-

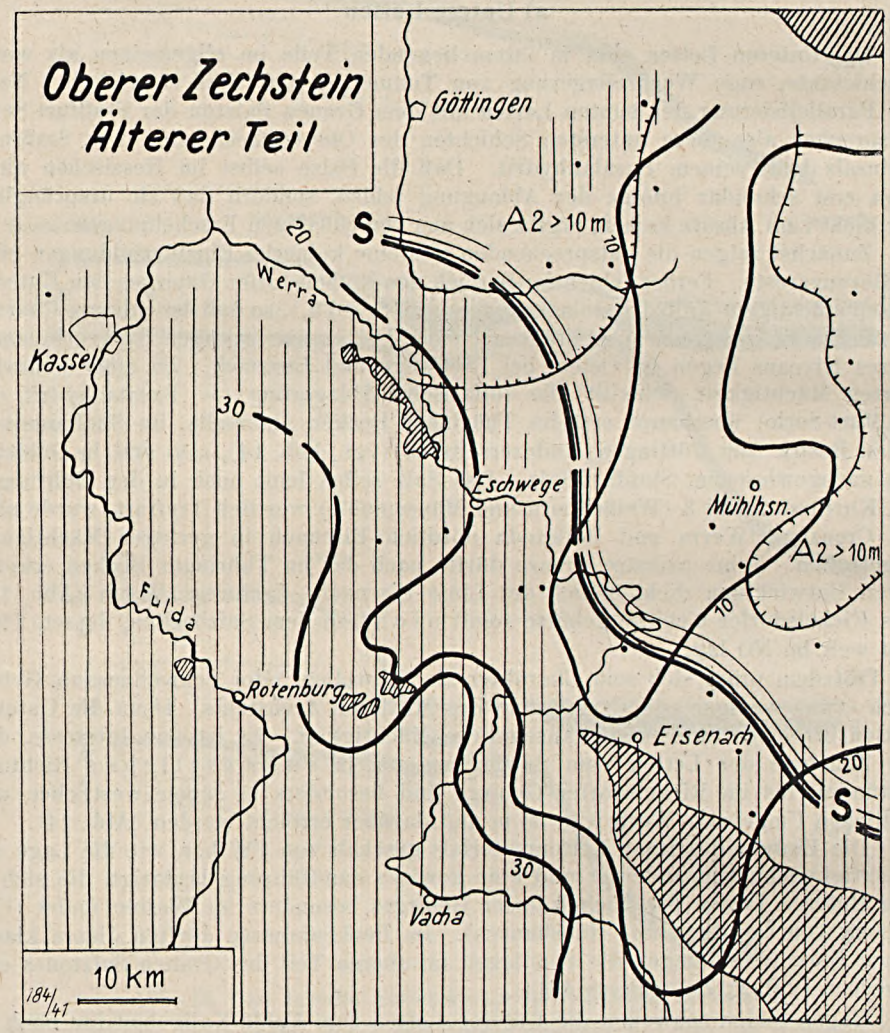


Abb. 14. Oberer Zechstein, älterer Teil.

Kurven 30, 20, 10: Mächtigkeit in Metern von Unteren Letten bzw. Grauem Salzton; schraffiert das Gebiet der rotbunten Fazies („Untere Letten“).

S—S: Südgrenze des Steinsalzes der Staßfurt-Serie.

$A_2 > 10$ m: Gebiete, in denen der Basalanhydrit des Staßfurt-Salzes auf über 10 m anschwillt.

Punkte bedeuten Bohrungen (vgl. Abb. 15).

ringer Grauer Ton — ist hier also offensichtlich und erinnert stark an die, freilich in anderer räumlicher Verteilung, schon im Mittleren Zechstein herrschenden Verhältnisse; auffällig ist die nur geringe Sulfatentwicklung.

Bemerkenswert ist der betont herzynische Verlauf der Faziesgrenze. Die mit dem Ende der Mittelzechstein-Zeit einsetzende Einbiegung des Thüringer Beckens an dieser Angellinie hat das Richelsdorfer Gebirge ebensowenig erfaßt wie den Thüringer Wald.

Es muß an dieser Stelle nochmals auf die fragliche Parallelisierung des „Jüngeren" Werra-Salzes mit dem Staßfurt-Salz eingegangen werden. Es zeigt sich (Abb. 14), daß überall im Verbreitungsgebiet des Steinsalzes der Staßfurt-Serie die bunten Unteren Letten, wenn nicht in den Grauen Salzton übergegangen, so doch in ihrer Mächtigkeit stark reduziert sind. Im Werra-Kaligebiet dagegen sind sie gerade in ihrer maximalen Stärke vertreten. Die Entwicklung der äquivalenten Schichten ist also beiderseits des Thüringer Waldes prinzipiell verschieden. Und im Werra-Gebiet herrscht nicht die salinare, sondern die perisalinare Fazies des Oberen Zechsteins, und erst recht gilt das für das Fulda-Kaligebiet. Das erscheint mir als wichtiges, gemeinsam mit dem oben (S. 305/6) vorgetragenen positiven, von der negativen Seite her vorzubringendes Argument gegen eine Gleichsetzung des jüngeren Werra-Salzes mit dem Staßfurt-Salz.

b) Plattendolomit

Der Plattendolomit breitet sich in verhältnismäßig konstanter Entwicklung fast über das ganze Werra-Fulda-Gebiet. Gewisse Faziesänderungen geben jedoch schon Hinweise auf die relative Wassertiefe zur Zeit der Ablagerung. So dokumentiert sich vor allem die Umgebung des Fulda-Grauwackengebirges durch eine Sonderfazies als Flachwasserbereich. Der mittlere Teil des Oberen Zechsteins ist hier größtenteils als „Röhrchenkalk" entwickelt; solche Gesteine, welche fast ausschließlich von der Alge *Tubulites articulatus* Bein aufgebaut werden, wechseln in regelloser Übergußschichtung ab mit dichten, glatten, oft massigen Kalken. Sie stellen somit ein Sediment gut durchlüfteten und bewegten Wassers dar (Bein 1932). Aus dem Gebiet von Altmorschen, Baumbach, Rotenburg/Fulda, wo diese Ausbildung des Plattendolomites am typischsten ist, reicht die Röhrchenkalk-Fazies über Seifertshausen hinweg bis in die Gegend von Diemerode, Iba usw., um erst allmählich ostwärts auszuklingen.

Es ist bemerkenswert, daß durch Bein die gleichen Gesteine auch am Südrand des Thüringer Waldes in der Gegend von Salzungen wiedergefunden werden konnten, wo sie in der Nachbarschaft der Liebensteiner Bryozoenriffe, also in markanter Schwellennähe, vorkommen.

In der Zwischenzone dagegen, also im südlichen Teil des Richelsdorfer Gebirges, im Werra-Kaligebiet usw., ist der Plattendolomit als meist dunkler, wohlgeschichteter Stinkkalk entwickelt, der zweifellos als Sediment eines weniger gut durchlüfteten Wassers anzusprechen ist (Abb. 15).

Die Faziesunterschiede haben ihr getreues Abbild in den verschiedenen Mächtigkeiten. Wenn auch die Dicke der ganzen Stufe im Baumbacher Gebiet stark schwankt, so ergibt sich aus den vielen Bohrprofilen des Kupferschiefer- und Kali-Bezirkes doch ganz eindeutig die Umgrenzung eines mittleren Raumes mit einer Mächtigkeit von 20—28 m. Die Röhrchenkalk-Verbreitung dagegen beschränkt sich auf die Grenzgebiete im NW und SO, wo die Mächtigkeit weniger als 20 m beträgt (vgl. Abb. 15).

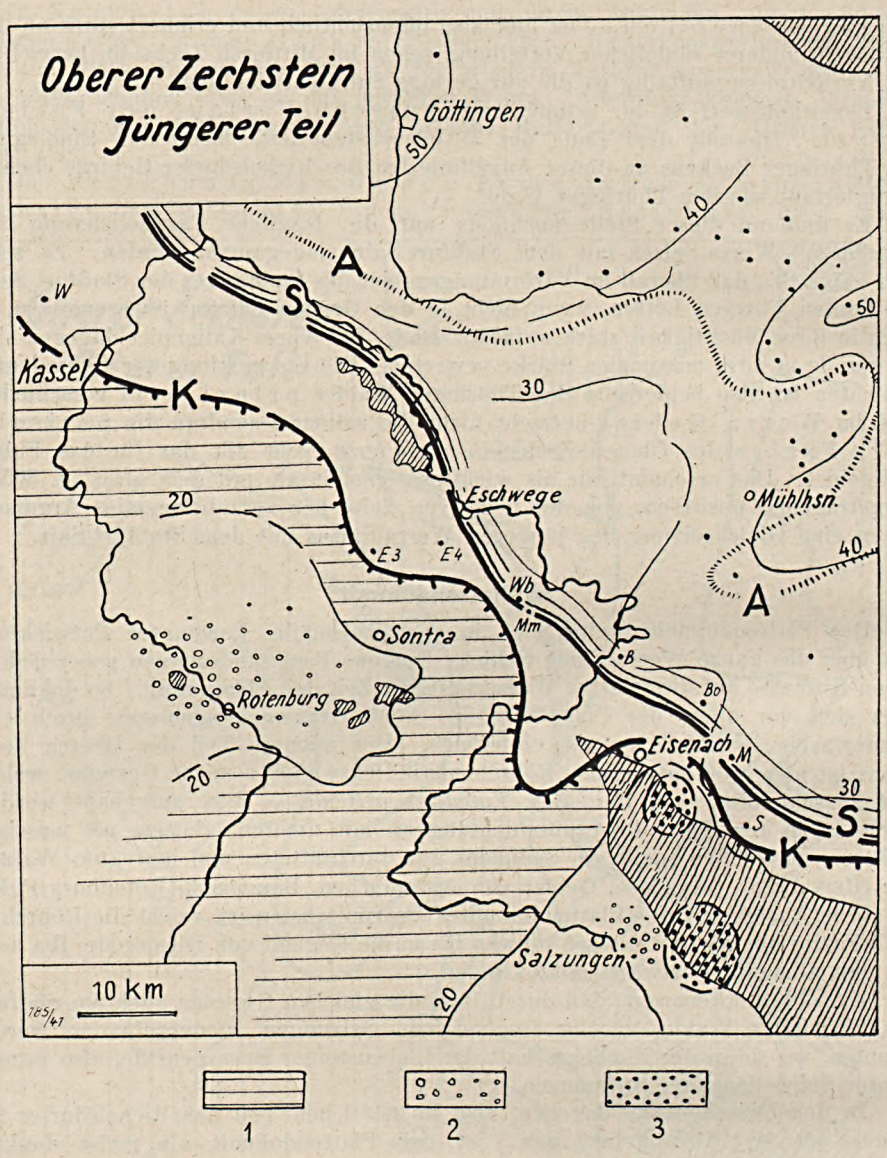


Abb. 15. Oberer Zechstein, jüngerer Teil.

Im Südwesten, bis zur Linie K—K, herrscht reine Plattendolomit-Fazies, daran nordwärts anschließend bis zur Linie A—A Verzahnung Anhydrit/Kalk, nördlich Linie A—A schließlich reine Hauptanhydrit-Entwicklung; darin 20, 30, 40, 50: Mächtigkeitskurven in Metern.

Als Fazies des Plattendolomites: 1 Normalfazies = plattige Stinkkalke; 2 Röhrchenkalk = Algensediment; 3 Bryozoenriffe.

S—S: Südgrenze des Steinsalzes der Niedersachsen-Serie.

Bohrungen: W Wilhelmshöhe, E 3 Eschwege 3/Bischhausen, E 4 Eschwege 4 bei Reichensachsen, Wb Gr. Kurfürst 2/Weißenborn, Mm Gr. Kurfürst 3 = Mäusemühle bei Rambach, B Buchenau 2 bei Creuzburg, Bo Bolleroda, M Melborn, S Sondra.

So dokumentiert sich eine in erzgebirgischer Richtung verlaufende schwache Senke zwischen dem Rotenburger Hochgebiet an der Fulda im NW und der Ruhlaer Kristallinschwelle im SO. Die Einsenkung entspricht nach Lage und Erstreckung dem schon im Rotliegenden ausgeprägten und bis zum Mittleren Zechstein erkennbaren Tiefsten des Saar-Saale-Troges.

Die Fortsetzung dieser Zone gegen SW ist etwa von Fulda ab frei von größeren Karbonat-Einschaltungen (E. Schröder 1930), wohl infolge reichlicher Einschwemmung tonigen Materials. Von besonderem Interesse ist aber ihre Veränderung in nordöstlicher Richtung.

Die „Tiefen"-Fazies des Plattendolomites umgreift nämlich — von der zentralen Senke ausgehend — die beiden erwähnten Flachwassergebiete auch im NO, also etwa bei Sontra, Eschwege bzw. Eisenach. Gleichzeitig geht eine weitere Faziesänderung vor sich, indem der höhere Teil des Kalkes durch Anhydrit vertreten wird. An den großen Gipsbrüchen bei Niederhone/Eschwege ist die Überlagerung des Plattendolomites durch den Hauptanhydrit gut erschlossen. Auch die in diesem Streifen stehenden Bohrungen zeigen folgende Gliederung des Plattendolomit-Horizontes:

	Wilhelmshöhe b. Kassel	Eschwege 3 b. Bischhausen	Eschwege 4 Reichensachsen	Gr. Kurfürst 3 Mäusemühle W. Treffurt	Melborn	Sontra
Hauptanhydrit	8 m	19 m	15 m	12 m	ca. 18 m	18 m
Plattendolomit	22 m	12 m	14 m	4 m	ca. 16 m	10 m

Hier geht also die Verzahnung von Plattendolomit zu Hauptanhydrit vor sich, deren Bedeutung für den südlichen Teil des östlichen Thüringer Beckens Zimmermann (1914) zuerst erkannte. Die Bohrung Buchenau 2 / Creuzburg NNW Eisenach hat bereits 30 m fast reinen Hauptanhydrit nachgewiesen und zeigt damit an, daß die anhydritische Beckenfazies gerade in der Verlängerung des Werra-Beckens (mit mächtigster Plattendolomit-Entwicklung, siehe oben) am weitesten gegen SW vorgreift. Die Linie, an der die Verzahnung von Dolomit mit Anhydrit beginnt, d. h. die NO-Grenze der reinen Plattendolomit-Fazies, verläuft von Kassel nach Eisenach ziemlich geradlinig herzynisch und zeigt nur dort, wo sie die alte Saar-Saale-Senke quert, eine Einbuchtung gegen SW (Abb. 15).

Nordöstlich schließt sich eine Zone mit Mischfazies an, in der die erwähnten Bohrungen stehen und eine ständige Abnahme des Plattendolomites gegen NO zu beobachten ist, so daß etwa bei Mühlhausen usw. nur noch ein 1—3 m dicker Dolomitfuß unter dem Hauptanhydrit besteht, der nordwärts schließlich auch noch verschwindet. Die Linie, an der er auskeilt, d. h. die Südgrenze der reinen Hauptanhydrit-Fazies, zeigt im Thüringer Becken wiederum eine gewisse Abhängigkeit vom Verlauf der erzgebirgisch streichenden Schwellen und Senken und weitgehende Ähnlichkeit mit dem Streichen der Mächtigkeitskurven, die hier nun für den Anhydrit allein gelten (Abb. 15).

Die Entwicklung des Plattendolomites läßt also ähnliche paläogeographische Verhältnisse erkennen, wie sie sich schon für den tieferen Teil des Oberen Zechsteins ergaben. In der Ausbildung und Mächtigkeit des Plattendolomites selbst lassen sich zwar noch ältere erzgebirgische Anlagen von Schwellen

und Senken wahrnehmen. Doch werden diese Elemente ziemlich unvermittelt durchschnitten von dem Einsetzen der anhydritischen Beckenfazies an der fast geraden herzynischen Linie Kassel—Eisenach usw. Es ist bemerkenswert, daß an dieser Linie zwei sehr ausgedehnte Räume von in sich recht gleichbleibender Fazies aneinander grenzen: Einerseits das Hauptanhydrit-Gebiet, das sich bis Norddeutschland erstreckt, andererseits der Bereich der Karbonatgesteine, die sich vom Richelsdorfer Gebirge aus in wenig veränderter Form bis an den Rand der Rheinischen Masse fortsetzen.

c) Obere Letten

In der Entwicklung der Oberen Letten zeigt sich ein Fortbestehen der Schwelle im Fulda-Gebiet. Die sandig-tonigen Gesteine des obersten Zechsteins erreichen hier zusammen mit den Bröckelschiefern örtlich kaum 10 m Mächtigkeit. Im Richelsdorfer Gebirge sind sie von den Bröckelschiefern des Unteren Buntsandsteins ziemlich gut abzutrennen und schwellen auf durchschnittlich 25, auch bis über 30 m an; im Werragebiet sind sie ähnlich ausgebildet.

Bemerkenswert ist ein erheblicher Gehalt an Sand, der in einigen Schichten bedeutend gröber wird als das größte Korn im Unteren Buntsandstein.

Da diese Schichten im Tagesaufschluß fast nie zugänglich sind und in den Bohrungen meistens nur durchmeißelt werden, sei hier aus der Bohrung Hönebach 2 nordwestlich Hönebach das Profil der Oberen Letten nach der ausnahmsweise sehr vollständigen Kernserie mitgeteilt:

Hangendes:			Bröckelschiefer
35 m Obere Letten	2,8	m	dunkelrote, sandflaserige Tonsteine; z. T. dolomitisch
	4,2	m	dunkelrote Tonsteine mit grünen Reduktionsflecken, nur wenig feinsandig
	1,4	m	dies., wieder sandiger, z. T. mittelgrobes Korn
	0,1	m	Dolomit, bräunlichgrau, dicht, fest
	3,3	m	dunkelrote, sandflaserige Tonsteine wie oben, z. T. ziemlich grob
	0,15	m	mittelkörniger, dolomitischer Kalksandstein
	1,6	m	dunkelrote, sandflaserige Tonsteine wie oben
	1,8	m	rote, fast sandfreie Tonsteine, z. T. sehr milde und unregelmäßig zerbröckelnd
	10,5	m	dunkelrote Tonsteine, abwechselnd milde und fein- bis mittelkörnig sandig
	0,1	m	dolomitischer, feinkörniger Kalksandstein
	1,0	m	dunkelrote Tonsteine wie oben
	0,8	m	grauer Gips, feinkristallin, ungeschichtet
	1,6	m	dunkelrote Tonsteine wie bisher
	0,5	m	blaßroter Kalksandstein, feinkörnig, mürbe, kaum tonig
	2,2	m	dunkelrote Tonsteine mit nur noch sehr geringen Feinsand-Einschaltungen
	1,0	m	bunte, dolomitische Tonsteine, violettrot bis hellgraugrün
	1,8	m	hellgrauer, wohlgeschichteter Dolomitmergel, milde und weich
Liegendes:			Plattendolomit

Der klastische Einschlag in den Oberen Letten ist als letzter Ausläufer der Frankenberger Oberen Konglomerate bzw. der Korbach-Marsberger „Grenzsande“ (Grupe 1935) anzusehen. So macht sich die enge fazielle Verbundenheit des Richelsdorfer Gebirges mit der Westküste auch im jüngsten Zechstein deutlich bemerkbar[10]).

[10]) Eine Gleichsetzung auch des Bröckelschiefers mit den westlichen Grenzsanden, wie sie Grupe vornehmen möchte, scheint mir unangebracht, da sich im kurhessischen Gebiet die Bröckelschiefer durch wesentlich geringeren und viel feineren Sandgehalt in guten Aufschlüssen klar von den Oberen Zechsteinletten abheben. Dagegen erscheint auch mir die von Grupe befürwortete Zurechnung des Bröckelschiefers zum Zechstein trotzdem als natürlichste Einstufung dieser Zone.

Andererseits stellt sich gegen Nordosten wiederum recht plötzlich die salinare Fazies ein. Auf der Linie Eschwege—Eisenach erscheint zwischen Hauptanhydrit und Oberen Letten das Salz der Niedersachsen-Serie (Abb. 15). Bei Kassel wurden etwa 30 m Obere Letten mit Gips durchteuft, und die Bohrung an der Mäusemühle sw. Treffurt traf ebenfalls noch kein Salz an. Dagegen erwiesen die Bohrungen Gr. Kurfürst 2 / Weißenborn 6 m, Buchenau 2 / Creuzburg 21 m, Bolleroda 14 m Niedersachsen-Salz, während die Bohrung Melborn unmittelbar auf der ursprünglichen Verbreitungsgrenze zu stehen scheint. Mit dem Anschwellen des Salzes in nordöstlicher Richtung verringern die Oberen Letten ihre Mächtigkeit und gehen über in den Roten Salzton innerhalb der Niedersachsen-Serie, wo sie einen auf weite Fläche erstaunlich konstanten Horizont darstellen.

Auch im jüngsten Teil des Zechsteins liegt also das Richelsdorfer Gebirge auf dem perisalinaren Küstensaum und zwar hart an der von Detmold über Eschwege nach Eisenach fast gradlinig verlaufenden SW-Grenze des Norddeutschen Salzbeckens.

d) Oberer Zechstein, Rückblick

Bei einem Rückblick auf die epirogenen Ereignisse des Oberen Zechsteins ergibt sich folgendes: Zu den Verhältnissen im Mittleren Zechstein besteht ein grundsätzlicher Unterschied. Während das Richelsdorfer Gebirge bisher zum südöstlichen Randsaum der Hunsrück-Oberharz-Schwelle gehörte und ein Tiefgebiet, die Saar-Saale-Senke, in südöstlicher Nachbarschaft hatte, verlieren diese erzgebirgischen Strukturen mit dem Ausgang des Mittleren Zechsteins schlagartig ihre Bedeutung. Vielmehr sinkt an einer scharf betonten herzynischen Angellinie der Nordosten, das Thüringer Becken, verstärkt ein und läßt das Richelsdorfer Gebirge wiederum im Randbereich der südwestlichen Ufersaum-Fazies liegen. Durch diese jetzt eindeutig herzynisch geprägten Strukturen schimmern die erzgebirgischen Elemente nur noch schwach hindurch.

VII. Buntsandstein

a) Mächtigkeit

Der Buntsandstein zeigt in Hessen gewaltige Mächtigkeitsunterschiede. Eine nach den Unterformationen getrennte Darstellung ist noch nicht möglich, so daß wir Unteren und Mittleren Buntsandstein zusammenfassen müssen.

Ein ähnliches Bild wie das der Abb. 16 ist schon von Bosse (1931) gegeben worden; nach dem Ergebnis weiterer Bohrungen und besser gesicherter Feldaufnahmen ist es ergänzt und korrigiert worden, was jedoch keine grundsätzliche Abweichung bringt.

Man erkennt (Abb. 16) zunächst im NW die S-N gestreckte Hessische Tiefe mit der enormen Sedimentmenge von mehr als 1000 m bei Kassel, die durch die Bohrung Wilhelmshöhe nachgewiesen wurde. Dann hebt sich eine Zone mit weniger als 500 m Buntsandstein heraus; sie zeigt deutlich erzgebirgisches — nicht „rheinisches“ (Bosse) — Streichen zwischen der Hessischen Tiefe und dem Thüringer Becken hindurch. Die Zone folgt in ihrer Erstreckung etwa der im Mittleren Zechstein fixierbaren Hunsrück-Oberharz-Schwelle. Die

geringsten Mächtigkeiten von unter 400 m wurden in der Gegend von Sontra festgestellt. Bosse (1931) weist schon darauf hin, daß dieses Gebiet in der nordwestlichen Fortsetzung des heutigen Thüringer Waldes liegt. Wenn in seiner Darstellung der Kurvenverlauf auch etwas idealisiert ist, so bleibt doch die Erkenntnis einer Vergitterung der nordöstlich streichenden Schwelle mit einer herzynischen Queraufwölbung nicht zu bezweifeln. Das Schwellenkreuz, die Kulmination der Aufragung, liegt in dem Gebiet des Richelsdorfer Gebirges. Dort summieren sich also die aufwärtigen Tendenzen der Mittelzechstein-Zeit gewissermaßen mit denen des Oberen Zechsteins.

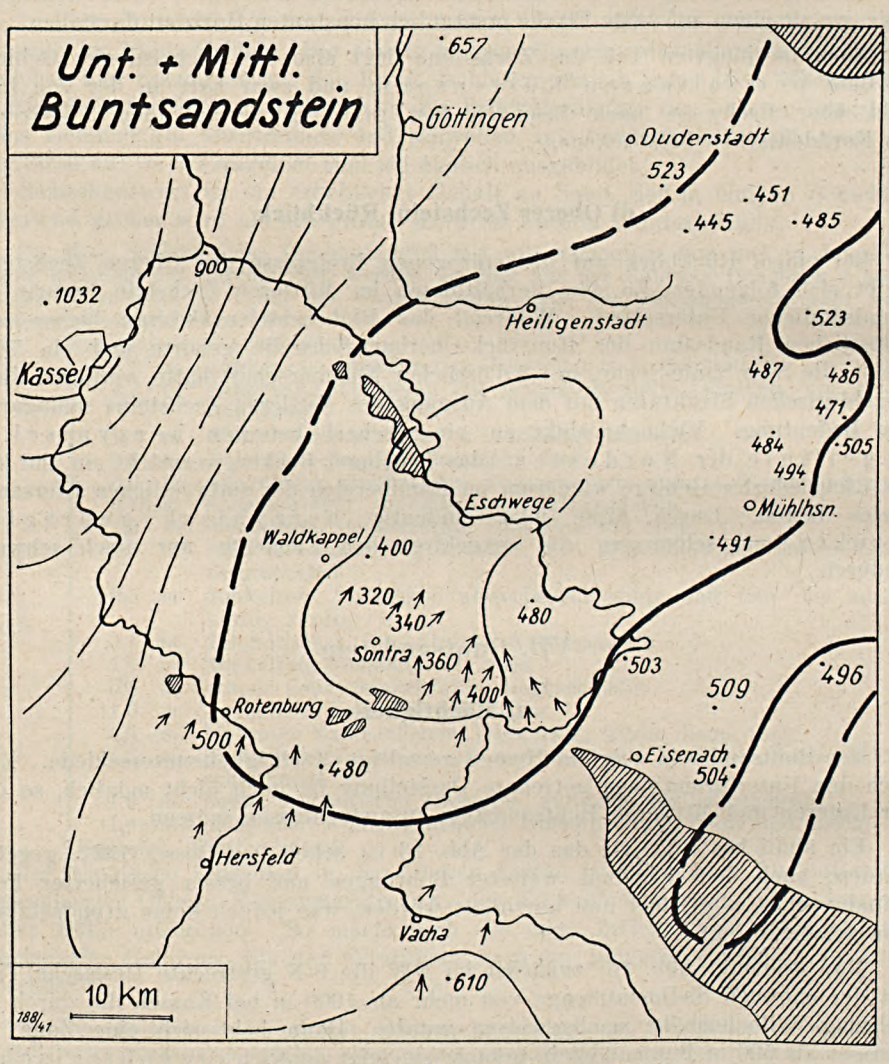


Abb. 16. Unterer + Mittlerer Buntsandstein.

Mächtigkeitskurven nach Aufschlüssen (360) und Bohrungen (.480).
↓ Einfallen der Schrägschichtung.

b) Fazies

Ergibt sich schon aus diesen Tatsachen, daß der Buntsandstein doch nicht so eintönig und für größere Probleme nichtssagend ist, als welcher er in gewissem Verruf steht, so kann das durch Faziesuntersuchungen, die natürlich auf größerem Raume stattfinden müssen, nur bestätigt werden. Freilich kostet es einige Mühe, Gliederungen durchzuführen und noch mehr, den Gesetzmäßigkeiten nachzugehen. Die hier angeführten Dinge können einstweilen auch nur erst als Versuch, zu einem späteren Gesamtbilde zu kommen, gewertet werden.

1. Unterer Buntsandstein

Im Unteren Buntsandstein läßt sich zwischen Werra und Fulda eine gewisse Dreiteilung erkennen: Über den Bröckelschiefern folgt nämlich im allgemeinen 1. eine bunte Zone aus Sandsteinen und Letten, darüber 2. ein überwiegend aus hellfarbenem, dickbankigem Sandstein („Alheimer-Sandstein") bestehender Teil, dann 3. eine Folge von roten, dünnplattigen Sandsteinen.

Die „Bunte Zone" (1) an der Basis des eigentlichen Unteren Buntsandsteins setzt sich zusammen aus rot- und weißgestreiften oder wechselnd roten und weißen Sandsteinen, die meist ausgeprägte Schrägschichtung zeigen und wohl infolge ihres primären Kalkgehaltes in verwittertem Zustande stets mürbe erscheinen, meist dunkelbraunroten, sandigen Tonlagen und Übergängen von ± tonigen Sandsteinen zu ± sandigen „Letten". Dem unteren Teil dieser Schichten ist nahe der Bröckelschiefer-Grenze bei Herleshausen / Werra ein rund 20 m mächtiges Paket fester Sandsteine eingelagert, die dünnstückig, kantig verwittern und fast quarzitisch dicht erscheinen; im sonstigen Gebiet konnten sie nicht ausgehalten werden. Darüber liegen zwischen Herleshausen und Wommen usw. vorwiegend rote, milde Gesteine von vielleicht 20 m Stärke, dann folgen die mürben, bunten Sandsteine usw. (vgl. Abb. 17). Im Westen, bei Ronshausen—Iba, südlich Rotenburg und

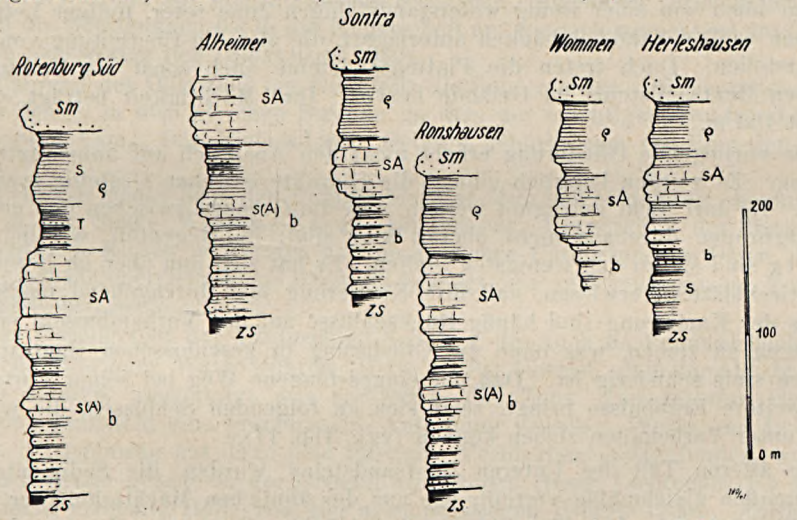


Abb. 17. Faziesprofile durch den Unteren Buntsandstein zwischen Fulda und Werra.

sm Mittlerer Buntsandstein
su
- ϱ rote, plattige Sandsteine, im Westen unten besonders tonig (T).
- sA Alheimer Sandstein.
- b „Bunte Zone" mürber Sandsteine, darin: s(A) feste, helle, dickbankige Sandsteine, ähnlich Alheimer Sandstein, und S feste, dünnschichtige Sandsteine.

zs Bröckelschiefer.

östlich Altmorschen tritt aus (oder über?) der Bunten Zone ein etwa 20 m dickes Paket hellfarbener Sandsteine heraus, die dem Alheimer-Sandstein (siehe unten) ähneln — oder ihm schon zugerechnet werden müssen. Darüber liegen 20—40 m vorwiegend rote, feinschichtige Sandsteine, die manchen Schichten der Bunten Zone ähneln. Man faßt wohl am besten diese ganze Schichtengruppe zusammen, obwohl man die letztgenannte Zone natürlich auch als mehr lettige Einlagerung im Alheimer Sandstein ansehen kann. Dieser untere Teil ist als „Bunte Zone" in Abb. 17 mit b bezeichnet.

Als „Alheimer-Sandstein" (2) ausgeschieden werden konnte eine mittlere Partie von hellfarbenen Sandsteinen, wie sie insbesondere die steile Kuppe des Alheimer aufbauen, der mit 550 m als höchster Berg nordwestlich Rotenburg die weitere Umgebung überragt. Der Sandstein ist hier zunächst für Mittleren Buntsandstein gehalten worden (Moesta 1891), woraus schon zu entnehmen ist, daß er dessen Habitus aufweist. Es handelt sich um vorwiegend hell rosafarbene, auch gelblichweiße, dickbankige Sandsteine von nur mäßig feinem Korn. Kleine braune Manganflecke sind häufig, Tongallen sehr zahlreich. Die Mächtigkeit beträgt 40—80 m. Das Gestein liefert bei der Verwitterung kantengerundete, dicke Brocken; eine recht große Ähnlichkeit mit dem Bausandstein (sm_3) ist auch darin unverkennbar. Im Gelände tritt dieser Horizont als deutliche Steilstufe hervor, insbesondere im Westen, während er im Osten bei Herleshausen weniger typisch entwickelt ist.

Der hangende Teil (3) des Unteren Buntsandsteins ist ebenfalls besonders im Westen recht charakteristisch ausgebildet. Es handelt sich dabei um eine Folge plattiger, roter Sandsteine, die an den 1—3 cm dicken, meist sehr kantigen Lesestücken leicht kenntlich sind. Westlich von Bebra werden diese ziemlich festen Gesteine noch von einer wenig widerstandsfähigen Zone roter, toniger Letten mit einzelnen weißen Sandsteinbänken unterlagert, die also die Überleitung von (2) zu (3) darstellen. Doch treten die Plattensandsteine auch sonst als Vorstufe des Mittleren Buntsandsteins im Gelände hervor. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 50 bis fast 100 m.

Die vorliegende Gliederung erhebt nicht den Anspruch auf unbedingte Anerkennung. Es wurden lediglich einmal die charakteristischen Gesteine zusammengefaßt. Es darf nicht geleugnet werden, daß die Grenzen zwischen den einzelnen Schichtgruppen durchaus nicht überall klar sind; im Gegenteil, wirklich e i n d e u t i g sind sie an den wenigsten Stellen. Es hat sich nun aber im Bereich von 5 Meßtischblättern erwiesen, daß ihre Kartierung fast durchgehend möglich ist. Ja, aus der Kartierung sind häufig Rückschlüsse auf das Vorhandensein von Verwerfungen zu ziehen, was ohne die Gliederung in geschlossenen Buntsandsteingebieten stets schwierig ist. Daß der eingeschlagene Weg bei seiner Fortsetzung noch weitere Ergebnisse bringt, zeigt sich an folgenden Schlüssen, die wir jetzt schon unter Vorbehalten ziehen können (vgl. Abb. 17).

Im älteren Teil des Unteren Buntsandsteins wurden die Sedimente noch einigermaßen gleichmäßig verteilt, wie aus der ähnlichen Mächtigkeit der Bunten Zone abzulesen ist. Die Einschüttung des Alheimer-Sandsteins dagegen hält sich insbesondere an den Westen (Hessische Tiefe!), wo er auch innerhalb der Bunten Zone schon einen Fazies-Vorläufer hat (s(A)). Dazu paßt übrigens sehr gut, daß der Einschüttungshang der Schrägschichtung im gesamten Gebiet nach N bis NO einfällt; allein von Wommen/Werra ab östlich dreht diese Richtung nach NW ein (Abb. 16). Hier lagen also gegenüber dem westlichen Gebiet abweichende Sedimentationsverhältnisse vor. Auch die unter der ϱ-Stufe liegenden roten, tonigen

Letten sind auf den beckennäheren Westen beschränkt. Erst ausgedehntere weitere Untersuchungen können aber zur sicheren Beurteilung dieser Faziesunterschiede führen.

2. Mittlerer Buntsandstein

Aus der Entwicklung des Mittleren Buntsandsteins unseres Gebietes ist noch nicht viel zu schließen. Zunächst kann eine weitere Gliederung durchgeführt werden durch Ausscheidung einer geringmächtigen Zone fester, feinkörniger Sandsteine, die etwa die Mitte zwischen dem unteren, groben Stubensand und der Untergrenze des Bausandsteins einnehmen. Der Sandstein ist feinschichtig und hellrosa mit weißen Reduktionsfleckchen und tritt als kleine Geländestufe heraus. Er ist von Herleshausen/Werra bis über Rotenburg/Fulda ohne Differenzen zu verfolgen.

Der Bausandstein scheint im Osten gröberkörnig und geringermächtig zu sein als im Westen, wie denn überhaupt die Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins von Herleshausen, wo sie höchstens 120 m beträgt, auf die Fulda zu anschwillt.

VIII. Zur morphologisch-jungtektonischen Stellung

Veränderungen mannigfacher epirogener Art haben das Richelsdorfer Gebirge seit der Buntsandsteinzeit betroffen. Aber ein genaues Bild der Bewegungen für die Zeiten nur sporadisch vertretener Formationen ist nicht zu gewinnen. So wissen wir zwar, daß die Hessische Senke vom Rät bis in den Dogger hinein als Meeresstraße diente, können aber ihre Konturen ebensowenig festlegen, wie bisher etwa die Flach- und Tiefgebiete der jüngeren Trias. Die heutigen Strukturen mögen vorwiegend auf jungjurassisch-kretazische Orogenesen zurückgehen. Doch dauern die Bewegungen bis in die jüngste Zeit an, wie sich wenigstens am Leinetal-Graben nachweisen ließ (Brinkmann 1932).

Während des Oligozäns lag jedenfalls die Zone mariner Sedimentation, als die tiefste Senke, in dem gleichen Streifen, in dem der mächtigste Buntsandstein zur Ablagerung kam. Das Richelsdorfer Gebirge gehörte zum Ost-Ufer der Meeresstraße.

Nicht nur heute liegt das Hauptgebiet der Miozän-Verbreitung ebenfalls dort, etwa in der Senke Wabern—Kassel; sondern das Übergreifen der Basalte von sedimentärem Miozän im Westen auf mesozoischen Untergrund im Osten, das freilich eine ausnahmereiche Regel darstellt, bezeugt eine auch intramiozäne Vertiefung der Hessischen Senke.

Der Geröllgehalt der altpliozänen Schotter, die auch im Leinetal noch Schutt aus dem Thüringer Walde führen (Heck 1928), beweist, daß damals das West-Gefälle weniger ausgeprägt war und etwa die Zone Richelsdorfer Gebirge—Meißner—Dransfeld eine geschlossene Aufragung zwischen Weser und Leine darstellte. Spätpliozän hat dann eine intensive Verbiegung stattgefunden, wobei die älteren Schotter gerade in der Gegend von Sontra (Hess. Lichtenau) bis auf eine sonst nicht erreichte Höhe von 400 m emporstiegen (Grupe 1936). Auffällig ist, daß sich diese Stelle maximaler Heraushebung fast genau mit der Schwellenkulmination der Buntsandsteinzeit deckt. Gleichzeitig erfuhr die Hessische Tiefe wieder eine relative Einbiegung, wie sich aus der Höhenlage der vorbasaltischen Landoberfläche ablesen läßt (vgl. Hummel 1929).

Wenn auch die Frage der jungpliozänen Terrassenbildung noch nicht genügend geklärt erscheint, so ist doch im heutigen Gewässernetz auffällig, daß Fulda und Werra aus ihrer NNO-Richtung gerade an einer durch das Richelsdorfer Gebirge

verlaufenden Linie plötzlich in die NW-Richtung abbiegen und der Schwalm—Weser zufließen. Auch heute noch liegt also die Tiefe der Hessischen Senke in dieser Linie (Wabern—Kassel—Weser).

Das Richelsdorfer Gebirge (Richelsdorf ← Riechelsdorf ← „Riegelsdorf" noch bei v. Freiesleben) ist also nicht nur heute der morphologische Riegel, der sich vor eine frühzeitige Vereinigung von Werra und Fulda schiebt, sondern ist von jeher als Gebiet betonter Hebungstendenz kenntlich. Es gehört niemals zu irgendeiner Senkungszone und bewahrt diesen Charakter im Vergleich zu seinen verschiedenen Nachbargebieten am klarsten durch die ganze postvariszische Aera bis heute.

B. Folgerungen zur Geologie des Hessischen Raumes

I. Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse

a) Die unter dem Ober-Rotliegenden bei Nentershausen erbohrten grauen Sandsteine und Konglomerate sind möglicherweise als Oberkarbon zu deuten. Beweise dafür fehlen. Fazies und Position sprechen dafür; das Fehlen von Unter-Rotliegendem wäre auffällig, denn in Gebieten mit Oberkarbon und Oberrotliegend-Entwicklung pflegt Unterrotliegend nur dann zu fehlen, wenn saalische Bewegungen stattfanden.

b) Die Dünenbildung des Cornberger Sandsteins ist jüngstes Oberrotliegend, nicht — wie Brandes (1912) meinte — eine Vertretung des Zechsteinkonglomerates. Der Auffassung von Schriel (1922), Kühne (1922), Bein (1932), Schröder (1934) muß voll beigepflichtet werden (vgl. S. 290 ff.).

c) „Zechsteinkonglomerat" ist kein eindeutiger stratigraphischer Begriff. Vielmehr sind darunter die marin umgelagerten Reste rotliegenden Schuttes bzw. am Ort aufgearbeitetes Rotliegend-Konglomerat zu verstehen. Dort, wo älterer Schutt bzw. Konglomerat-Untergrund nicht vorlag, fehlt auch das „Zechsteinkonglomerat", wie z. B. im Dünengebiet und auf den detritusfreien, geringen Erhebungen des variszischen Untergrundes (vgl. S. 287 u. 291 ff.).

d) Der Mittlere Zechstein ist auch in der Umgebung des Fulda-Grauwackengebirges bei Rotenburg—Baumbach—Altmorschen nicht verkümmert, sondern als Folge Anhydrit-Hauptdolomit entwickelt. Die bisherige Auffassung der mächtig ausstreichenden Gipse als Oberer Zechstein ist nicht haltbar. Als Beweis für die neue Deutung wird angesehen: Die Bedeckung durch Hauptdolomit in ortsüblicher Rauchwackenfazies, die Einschaltung poriger Stinkkalke, also knotenschieferartiger Gesteine in die Gipse und die sonst im Oberen Zechstein dieser Gegend völlig unbedeutende Anhydrit-Entwicklung.

e) Das „Jüngere Steinsalz" der Werra-Serie sollte in den Mittleren Zechstein gestellt, also nicht mehr mit dem Staßfurt-Salz des Oberen Zechsteins parallelisiert werden! Dafür spricht: Der Anhydrit über dem Braunroten Salzton, welcher im Werra-Kaligebiet dieses Salz einschließt, bildet auch im Richelsdorfer Gebirge das Hangende rotbunter Tone, gehört dort aber klar unter den Hauptdolomit. Ferner würde die Deutung des Salzes als Staßfurt-Horizont aus dem Rahmen des für den Oberen Zechstein sonst recht klaren Faziesbildes fallen; d. h. in das geschlossene Bild der „Hessischen Fazies": Untere Letten — Plattendolomit — Obere Letten wäre als Ausnahme ein ortsfremdes Fazieselement einzuführen aus dem Gebiet der Norddeutschen Schichtfolge: Staßfurt-Salze — Grauer Salzton — Hauptanhydrit — Niedersachsen-Salze usw. (vgl. S. 305 u. 313 ff.).

f) Im Unteren Buntsandstein ist eine Gliederung durchführbar, die zwar keine allgemeine, aber regionale Bedeutung hat. Es werden unterschieden unter dem Mittleren Buntsandstein:

braunrote Plattensandsteine (dunkelrote Letten),
hellfarbene, feste Sandsteine von mäßig feinem Korn mit zahlreichen Tongallen („Alheimer-Sandstein"),
bunte, mürbe Sandsteine und Letten,
Bröckelschiefer.

Diese petrographischen Zonen setzen sich nicht allein, aber vorwiegend aus den genannten Gesteinen zusammen (ihre Ausscheidung auf der Karte ermöglicht oft das Erkennen von Verwerfungen in geschlossenen Buntsandsteingebieten). Vgl. S. 319 ff. u. Abb. 16.

g) Inmitten des Mittleren Buntsandsteins ist zwischen dem unteren, groben Stubensand und dem Bausandstein eine Zone von festem, feinkörnigem, dünnbankigem Sandstein auszuhalten. Ob dieses Gestein über die örtliche Bedeutung hinaus von stratigraphischem Wert ist, steht noch offen.

II. Rückblick auf die paläogeographische Entwicklung

a) Allein im älteren Ober-Rotliegenden gehört das Richelsdorfer Gebirge in den Bereich der Saar-Saale-Senke, freilich hart an deren NW-Rand. Die Grenze zwischen Trog und Hunsrück-Oberharz-Schwelle verläuft, von südlich Ruhlkirchen kommend, über Rotenburg / Fulda — südlich Waldkappel — Wanfried / Werra usw. Sie umgibt somit eine sanfte, in nordwestlicher Richtung eingreifende Bucht (Abb. 1). Im Bereich des südlichen Eichsfeldes scheint die Oberharz-Schwelle gegen SO auszuladen und ein Kristallingebiet zu umfassen; der Geröllbestand des Rotliegenden deutet darauf hin (vgl. Fußnote S. 285). Andererseits zeigt das Fehlen jeglichen Konglomerates im Rotliegenden der Bohrungen bei Wernges, Schlitz usw. (Köbrich 1925), daß südwestlich der Fulda die Schwelle nicht besonders steil aufgeragt haben kann.

b) Auf dem NW-Saum des Troges wird im jüngsten Oberrotliegenden ein Dünenzug angehäuft (Cornberger Sandstein). Er begradigt die bisherige Buchtlinie und gehört für die Zukunft zum Schwellengebiet. Allein eine schmale Rinne, in der Achse der bisherigen Bucht von Weißenhasel über Iba südwärts verlaufend, bleibt zwischen den Sandwehen ausgespart (Abb. 3). Sie öffnet sich bei Ronshausen trichterförmig zum Becken hin.

c) In der Kupferschiefer-Zeit liegt über den Dünenbergen ruhiges Flachwasser, aus dem besonders Zinkerze ausfielen. In der gewundenen Rinne Nentershausen—Iba—Ronshausen kamen dagegen in tieferem Wasser vorwiegend Kupfererze zur Ausscheidung (Abb. 6a, 6b). Am West-Saum des Beckens spricht die Versandung des Kupferschiefers für bewegtes Flachwasser.

d) Der Zechsteinkalk erweist die Oberharz-Schwelle als Faziesscheide. Der Horizont zeigt östlich Rotenburg / Fulda ausschließlich die Thüringer Ausbildung als Mergelkalke. In der Umgebung des Baumbacher Variszikums und andeutungsweise auch an der Werra nordwestlich Eschwege ist er dagegen in Marsberger Fazies entwickelt; auch mit dem Unteren Zechstein von Seesen besteht gewisse Verwandtschaft. Innerhalb der Thüringer Fazies ist das Fortbestehen der Saar-Saale-Senke im Werra-Kaligebiet aus der konstant großen, die Schwellenzugehörigkeit des Richelsdorfer Gebirges aus der besonders geringen Mächtigkeit abzulesen. Die Rinne von Iba usw. greift wiederum mit Tiefwasser-Entwicklung

weit nordwärts ein. Dabei fallen die mittleren Mächtigkeitskurven erstaunlich genau zusammen mit der Umrandung der Cornberger Dünen und mit der Grenze zwischen Zink- und Kupfer-Fazies des Schieferflözes (vgl. Abb. 3, 5, 6). Südlich Bebra lassen Rotfärbungen im Zechsteinkalk („Rote Fäule") auf stärkere Oxydation, also bewegtes Wasser oder Landnähe schließen.

e) Wiederum weitgehende Übereinstimmung mit diesen Konturen zeigen die Faziesgrenzen im älteren Teil des Mittleren Zechsteins: Anhydrit-Hauptdolomit-Entwicklung im östlichen, mittleren und westlichen Norden und im Westen; Folge Knotenschiefer — Salz — Rote Tone — Anhydrit z. T. mit Salz im Süden. Die Beckenfazies greift auch jetzt noch in die freilich etwas sanfter gewordene Bucht etwa bis Iba nordwärts vor. In jedem einzelnen Horizont machen sich die faziellen Gegensätze geltend.

Das Liegende des Salzes zeigt, gegenüber der fast reinen Knotenschiefer-Ausbildung im Becken selbst, ein nordwestwärtiges Anschwellen des Anhydritfußes auf Kosten der Karbonat-Einschaltungen (Abb. 7).

Das Salz selbst wird in derselben Richtung von unten her in schnellem Fazies-Umschlag durch mächtigen Anhydrit ersetzt. Von oben her vertreten es randlich die dem Braunroten Salzton des eigentlichen Werra-Beckens analogen Bunten Tonsteine (Abb. 8 u. 9).

Diese Bunten Tone stellen mit ihrer mächtigen Entwicklung eine perisalinare Fazies des Trog-Saumes dar (Abb. 10). In den Schwellenrand-Bereichen geben sie einer stärkeren Entwicklung des Jüngeren Anhydrites Raum. Dieser wiederum spaltet sich beckenwärts auf und umfaßt in der eigentlichen Senke das geringe Jüngere Salz der Werra-Serie (vgl. Tab. Abb. 12).

Der Flachwasser-Bereich der ganzen nördlichen Umgebung dagegen ist von Baumbach—Altmorschen über Sontra und Süß bis Eschwege usw. an einer ununterbrochenen Anhydritmasse kenntlich; sie vertritt hier den gesamten älteren Teil des Mittleren Zechsteins (Abb. 8). Lokale Mächtigkeitsanschwellungen bezeugen eine Aufgliederung in erzgebirgisch streichende Sonder-Senken und -Rücken für das Gebiet zwischen Nentershausen und Berka. Am südlichen Hang der alten Oberharz-Schwelle ist der Anhydrit stellenweise über 100 m dick (etwa Linie Rotenburg—Wanfried). Das große Nordgebiet mit mächtiger Anhydritentwicklung hat sich als primär salzfrei erwiesen. Analog steht die Bohrung Hettenhausen / Rhön, die ebenfalls 72 m Anhydrit antraf (Fulda 1935), in einem südlich des Werra-Beckens aufragenden, ursprünglich salzfreien Bereich der Spessart-Schwelle.

Die mächtigste Entwicklung des Hauptdolomites hält sich ebenfalls an den Südrand der Hunsrück-Oberharz-Schwelle. Im Norden des Richelsdorfer Gebirges ist dieses Schichtglied als dickgebankter Kalk ausgebildet. Südwärts nimmt die Mächtigkeit ständig ab, die Gesteine werden allmählich rauher, bis schließlich nur noch geringe Zellenkalke zu einer dunklen Dolomitbank überleiten, die auf der Linie Bebra—Süß—Gerstungen auskeilt (Abb. 11). Diese Linie bedeutet die Grenze zum tieferen Werra-Becken, dem der Hauptdolomit überall fehlt. Eine südliche Vertretung des Kalkgesteines durch Beckensaum-Sedimente (Bunte Tone und Anhydrit) dokumentiert ihn als schwelleneigene Fazies und enthebt ihn in gewissem Umfange seiner stratigraphischen Bedeutung. Andererseits ist das Ausgehen des Hauptdolomites in südlicher und westlicher Richtung (Vogelsberg und Frankenberger Bucht) wohl als Ersticken der bis über Korbach südwärts reichenden Kalkfazies in kontinentalem Schutt aufzufassen.

f) Die Unteren Letten des Oberen Zechsteins sind die perisalinare Fazies für die Staßfurt-Salzserie des norddeutschen Beckens. In typischer Ausbildung als

bunte Tonsteine mit Gipsmergeln reichen sie bis zur Linie Eisenach—Eschwege, an der sie nordwärts durch Staßfurt-Salz und Grauen Salzton abgelöst werden (Abb. 14). Die größten Lettenmächtigkeiten liegen im Westen, woher die Einschüttung des Tones vom Rheinischen Lande aus erfolgte.

g) Die reine Plattendolomit-Entwicklung ist auf den Bereich südwestlich der Linie Gotha—Kassel beschränkt und wird erst von dort aus nordostwärts allmählich durch den Hauptanhydrit des Norddeutschen Beckens verdrängt (Abb. 15). Der Plattendolomit, besonders im Werra-Kaligebiet in größter Mächtigkeit und typischer Stinkkalkfazies entwickelt, zeigt seine Flachwasser-Herkunft besonders auf den alten Schwellen um Rotenburg—Baumbach einerseits, um Salzungen andererseits in seiner Ausbildung als Algensediment, „Röhrchenkalk" (Bein). Er reicht als massiger Kalk oder Dolomit westwärts bis an die Rheinische Masse heran, wird aber im Süden (bei Fulda) durch Lettensedimente verdrängt. Eine grundsätzliche Ähnlichkeit zu dem Verhalten des Hauptdolomites ist damit unverkennbar.

h) Auch im jüngsten Zechstein herrscht das gleiche paläogeographische Bild, indem die Oberen Letten von Westen her ihren Sandgehalt verlieren und zunächst an Mächtigkeit zunehmen, um dann an der herzynischen Grenze Eisenach—Eschwege etwa den Beckensedimenten, der Salzserie Niedersachsen, Raum zu geben (Abb. 15).

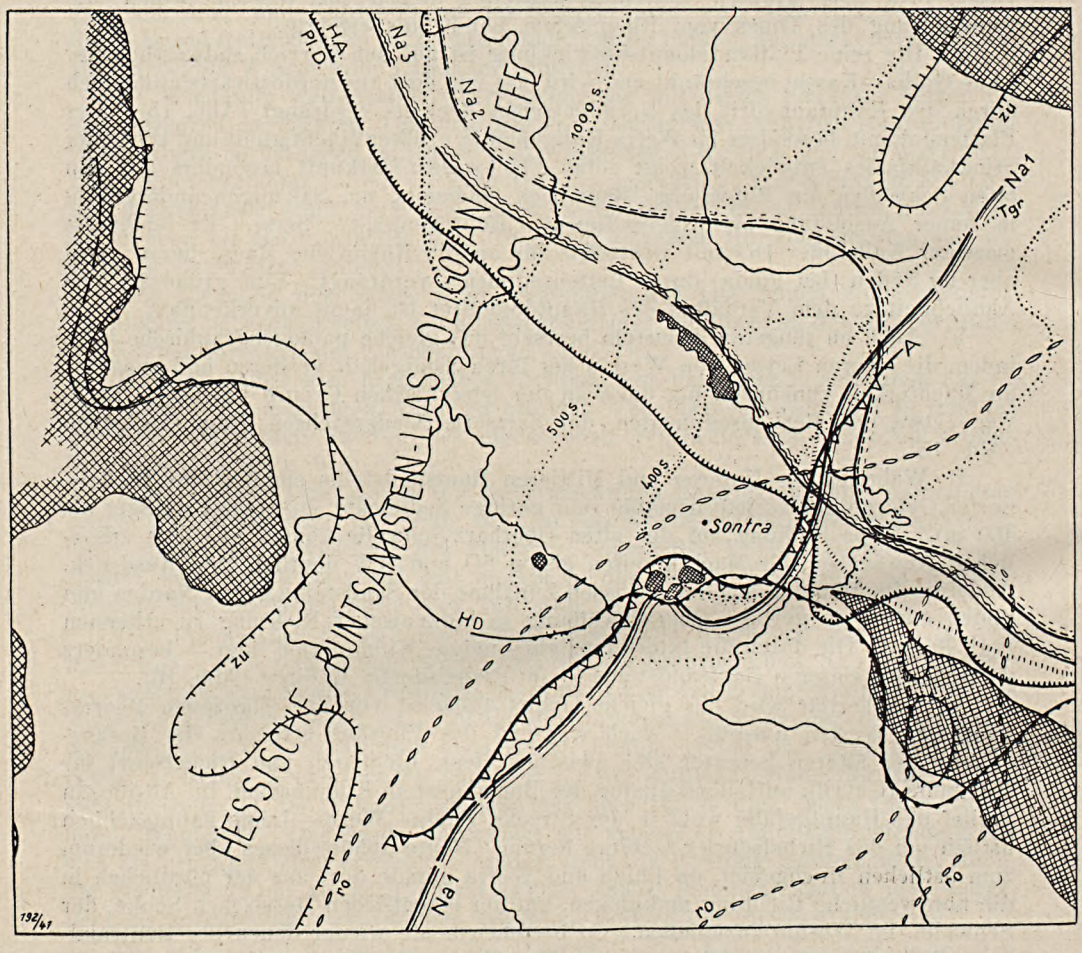
i) Während des Unteren und Mittleren Buntsandsteins empfing das Richelsdorfer Gebirge nur verhältnismäßig sehr geringe Sedimente (insgesamt weniger als 400 m). Seine Stellung auf der alten Oberharz-Schwelle kommt aus dem erheblichen Anwachsen der Mächtigkeiten gegen SO und NW deutlich zum Ausdruck. Andererseits gibt sich aus der gewissen Zunahme der Sandsteine gegen Norden und Süden auch eine geringe Queraufwölbung in herzynischer Richtung zu erkennen (vgl. Bosse). Die durch die Interferenz entstandene Kulmination liegt — besonders während des Unteren Buntsandsteins — im Richelsdorfer Gebirge (Abb. 16).

k) Im Tertiär wird das gleiche Gebiet zunächst von der oligozänen Meeresstraße im Westen umspült. Auch während des Pliozäns erreichte die Heraushebung der älteren Schotter hier zwischen Hess. Lichtenau und Richelsdorf ihr Maximum (Grupe), auffallend analog der Buntsandstein-Kulmination. Im Altpliozän verlief das Hauptgefälle wohl in der Strecke Fulda—Werra—Leine hauptsächlich östlich um das Richelsdorfer Gebirge herum. Heute gehört dieses aber wiederum zum östlichen Hochgebiet, da Fulda und Werra gerade dort aus der nördlichen in die nordwestliche Richtung umknicken, um der eigentlichen Hessischen Senke, der Schwalm, im Westen zuzufließen. So bestehen heute wieder denen der Buntsandstein- bzw. der Oligozän-Zeit analoge Verhältnisse in der Anordnung der Hoch- und Tiefgebiete.

III. Die Kausalität in der tektonischen Gestaltung

Auffälligstes Ergebnis dieser Zusammenstellung ist der fast ununterbrochen gewahrte Schwellencharakter des Gebietes um Sontra. Wohl gehört das Richelsdorfer Gebirge in der Rotliegend-Zeit noch dem großen Sedimentationsraum der Saar-(Saale-)Senke an. Schon im jüngsten Oberrotliegenden aber ist es bereits Schwellensaum. Die sedimentäre Entwicklung vom gesamten Zechstein und Buntsandstein und die Anzeichen jüngerer Bewegungen lassen stets eine verminderte Senkungs- bzw. relative Hebungs-Tendenz erkennen (Abb. 18).

Diese Bewegungen bevorzugen eindeutig bestimmte Richtungen. Ganz klar streichen die Linien der markantesten Faziesgegensätze zunächst posthum zur



Zu Abb. 18.

ro	Grenze der Oberrotliegend-Verbreitung
zu	Grenze des Unteren Zechsteins
A—A	Südostgrenze mächtiger Anhydrite im Mittleren Zechstein
Na_1	Nordwestgrenze mächtigen Werra-Salzes
HD	Südgrenze des Hauptdolomites
Na_2	Südgrenze des Staßfurt-Salzes
Tgr	Südwestgrenze des Grauen Salztones gegenüber roten Tonen (Typ „Untere Letten“)
HA/PlD	Nordgrenze reiner Plattendolomit-Fazies gegen Hauptanhydrit
Na_3	Südgrenze des Steinsalzes der Niedersachsen-Serie
400s—1000s	Mächtigkeitskurven in m für Unteren + Mittleren Bundsandstein

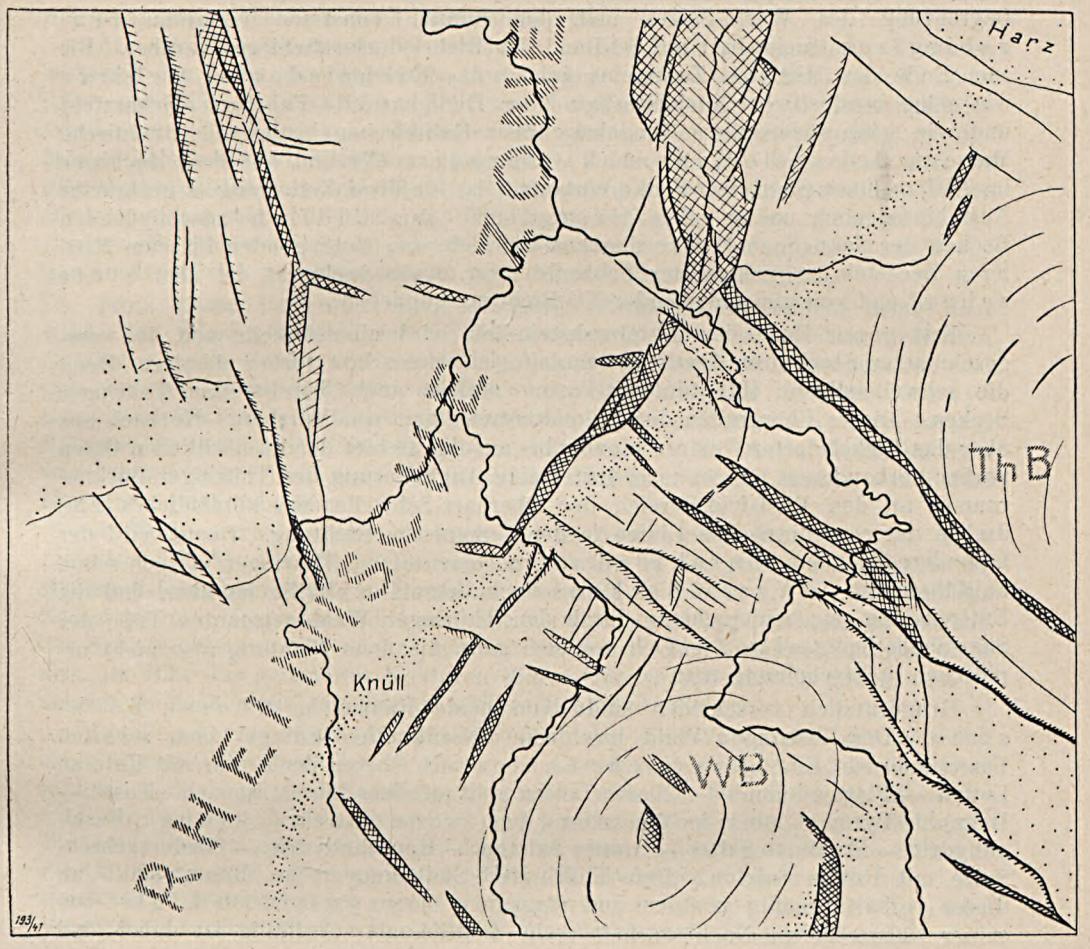


Abb. 18 und 19. Tektonisches Bild des Hessischen Raumes (1 : 1 000 000).

Epirogene Marken (Abb. 18) und Strukturlinien (Abb. 19) zeigen deutliche Beziehungen zueinander: Die herzynischen Störungen (Gräben und Bruchstufen) folgen weitgehend paläogeographisch markierten Linien, treten zurück in den alten, langfristigen Beckenräumen (Thüringer Becken ThB und Werra-Becken WB) und meiden die Rheinische Zone intensiver reneganter Einsenkung in der Hessischen Buntsandstein-Lias-Oligozän-Tiefe. Vorzüglich deren Ränder sind heute in Zerrungsformen meridionaler Richtung markiert (Egge- und Leine-System). In den erzgebirgisch streichenden Aufwölbungen Knüll — Eichsfeld — Oberharz und Spessart — Rhön — Ruhla, deren langfristiger epirogener Auftrieb keine markanten saxonischen Strukturbildungen im Gefolge hatte, sind uns letzte Ausklänge der varistischen Tektonik erhalten.

Struktur des variszischen Unterbaues, sich dabei auffällig nahe an die Südgrenze der Metamorphen Zone haltend: Der Nordsaum der Oberrotliegend-Verbreitung, die SO-Grenze der Anhydritfazies im Mittleren Zechstein, entsprechend die NW-Begrenzung des Werra-Salzes und der Bunten Tonsteine verlaufen erzgebirgisch, meist hart am SO-Rand des Richelsdorfer Gebirges vorüber. Bis zum Ende des Mittleren Zechsteins gehört das Richelsdorfer Gebirge wie seine nordöstliche Nachbarschaft über Heiligenstadt—Fuhrbach—Scharzfeld und wie seine südwestliche Umgebung über Ruhlkirchen bis an die Rheinische Masse zur Schwelle Hunsrück-Oberharz. Wo und wie diese Hochzone im NW zu einer Oberweser-Senke eintaucht, ist für diese Zeit mangels geeigneter Aufschlüsse noch unklar. Die Grenzlinie zum südlich anschließenden Becken der Saar-(Saale-)Senke dagegen hat sich vom Rotliegenden bis zum Mittleren Zechstein zugunsten der Schwelle zwar etwas verlagert, ist aber stets scharf und von gleichbleibender NO-Richtung geblieben.

Erst gegen Ende der Mittelzechstein-Zeit wird eine Abkehr von den vorgezeichneten Strukturen deutlich, wenn sie sich auch schon vorher anbahnt. Denn die schwelleneigene Hauptdolomit-Fazies umfaßt auch bereits das Thüringer Becken. Dieses Übergreifen der Dolomitentwicklung von Marsberg—Korbach aus über das Richelsdorfer Gebirge hinweg bis auf das Gebiet der im nördlichen Osten vorher vorhandenen Salzsenke bedeutet eine Angliederung des Thüringer Beckenraumes an den Eichsfeld-Bereich der Oberharz-Schwelle, ein allmähliches Eindrehen der erzgebirgischen Linien in der herzynische Richtung. Damit wird der besondere Tiefencharakter des — im Gegensatz zu Thüringen ja auch schon kaliführenden — Werra-Beckens noch betont. Auffällig ist aber, daß die Entfremdung der beiden, heute durch den Thüringer Wald getrennten Teile der Saar-Saale-Senke allmählich vor sich geht, die neue Richtung also nicht urplötzlich in Erscheinung tritt.

Grundsätzlich verschieden sind dann beide Räume im Oberen Zechstein. Der Thüringer Wald bzw. seine Nordkontur bedingt einen scharfen Faziesumbruch: Eine „Hessische Fazies“ des Oberen Zechsteins mit Unteren Letten — Plattendolomit — Oberen Letten geht an einer Linie Eisenach—Kassel—Detmold / Pyrmont über in die norddeutsche Entwicklung: Basalanhydrit — Staßfurt-Salze — Grauer Salzton — Hauptanhydrit — Niedersachsen-Salze mit Rotem Salzton. Der Thüringisch-Südhannoversche Raum sinkt an dieser verhältnismäßig geraden und langen herzynischen Linie von seiner südwestlichen Nachbarschaft recht deutlich ab. Auffällig ist dabei, daß die Entwicklung des Hauptdolomites eher eine umgekehrte Bewegungstendenz, d. h. ein tieferes Einsinken des SW-Teiles, vorzubereiten schien. Man sprach früher von einer Thüringerwald-„Schwelle“, als noch Werra- und Staßfurt-Serie als zeitlich äquivalent galten (Fulda 1926, Stille 1930). Heute haben wir die genannte Linie nicht mehr nur als den Nordsaum einer rückenartigen Schwelle anzusehen, an die sich südwärts wieder eine Senke anlegt, sondern als scharfe Nordgrenze eines einheitlichen großen, perisalinaren Schelfbereiches, der Rheinische und Böhmische Masse miteinander verbindet. Stille's Erkenntnis, daß in dieser großen Linie das älteste größere Element in herzynischer Richtung vorliegt, ist also mit der Auffassung als erste Andeutung der Nordkontur eines „Mitteldeutschen Festlandes“ zu vereinen, das als solches freilich erst um Formationen später und auch in etwas anderer Lage in Erscheinung tritt.

In dieser Aera stellt das Richelsdorfer Gebirge ein Teilstück im nördlichen Saum des „Hessischen Schelfgebietes“ dar, dessen Sedimente bis zur Rheinischen

Masse bei Marsberg einerseits, bis zum Böhmischen Lande bei Saalfeld andererseits verhältnismäßig gleichförmig entwickelt sind. Nur schwach sieht man die älteren erzgebirgischen Elemente — angedeutet in geringen Faziesschwankungen — neben der herzynischen Tendenz noch durchschimmern.

Als sehr bemerkenswert verdient die völlige Zuschüttung dieser Konturen während der Trias hervorgehoben zu werden. Denn im Buntsandstein leben plötzlich die nordöstlich streichenden Hebungs- und Senkungslinien vorübergehend wieder auf. Dokumentiert durch die verhältnismäßig geringe Mächtigkeit in einer breiten Zone Rotenburg / Fulda—Sontra—Duderstadt tritt die alte Hunsrück-Oberharz-Schwelle wieder als solche hervor. Einerseits das Werra-Becken und, weniger deutlich, das Thüringer Becken im Osten, andererseits besonders die Oberweser-Senke im Nordwesten stellen die tief einsinkenden Tröge dar, in denen sich die Sedimente zu größerer Mächtigkeit anhäuften.

Trotz dieser, im großen Bilde eindeutig nordöstlichen Tendenz dringt hier wieder die Vergangenheit durch mit der Andeutung eines herzynischen Elementes. Gerade nur das Gebiet von Sontra nämlich wird besonders herausgehoben und läßt aus den geringen Buntsandsteinmächtigkeiten auf eine gewisse herzynische Queraufwölbung innerhalb der erzgebirgisch streichenden Schwelle schließen. Die Nachbargebiete, mit denen es im Oberen Zechstein Verwandtschaft zeigte, wie etwa der westliche Thüringer Wald, blieben von dieser Bewegung jetzt unberührt.

Auffällig erscheint nunmehr auch die rheinische Richtung: Eine „Hessische Tiefe" mit etwa S-N-Streichen gibt sich in der großen Mächtigkeit des Buntsandsteins besonders von Kassel ab nordwärts zu erkennen. Der während des Zechsteins nur im großen Bilde und nur verwischt rheinisch verlaufende Ostrand des Schiefergebirges tritt stärker hervor. Freilich reichen unsere Kenntnisse nicht aus, ein Bild der genaueren Konturen dieser Oberweser-Senke zu geben, und so scheint es noch nicht angebracht, weitere Schlüsse zu wagen.

Denn wenn hier auch die ähnliche Richtung eine Verwandtschaft zwischen erzgebirgischen und rheinischen Elementen anzudeuten scheint, so besteht tiefentektonisch doch ein grundsätzlicher Gegensatz zwischen beiden. Denn die erzgebirgischen Tendenzen stellen eine posthume Fortsetzung der variszischen Tektonik in Form von Undationen dar, also einen epirogenen Nachhall verklungener Orogenese. Die Eintiefungen rheinischer Erstreckung bedeuten dagegen eine epirogene Vorbereitung orogener Vorgänge, das Einsetzen einer „saxonischen" Richtung (Stille).

Bei einer Betrachtung der Beziehungen zwischen den geschilderten säkulartektonischen Entwicklungstendenzen mit dem heutigen orogenen Strukturbilde (Abb. 18 u. 19) fällt folgendes auf:

Die im Perm und älteren Mesozoikum (in Andeutungen bis zur Keuperzeit) betonte erzgebirgische Richtung fehlt im heutigen Strukturbilde scheinbar gänzlich; wir kennen keine großen Brüche oder sonstigen markanten tektonischen Elemente, welche nordöstliches oder ostnordöstliches Streichen aufwiesen.

Zwar halten sich die Gräben und Brüche zwischen Fulda und Schwalm in ihrem Verlauf angenähert an die paläogeographische NW-Grenze des Werra-Troges; doch zeigt diese bereits ein der rheinischen Richtung nahes Streichen. Ein solches ist in kleinem Bilde besonders in dem Verlauf der vielerwähnten Rinne Ronshausen—Iba usw. ausgeprägt. Schon die variszischen Strukturen und nach ihnen dann auch die späteren Schwellenzüge schwenken aber im ganzen Bereich der Rheinischen Zone vorübergehend leicht zu etwas nördlicherem Streichen ab.

Alte und junge Tektonik verlaufen dann in etwa gleichen Bahnen, und eine erzgebirgische Richtung ist dort gar nicht zu erwarten.

Nun besteht eine im großen Bilde durchaus deutliche, wenn auch sehr sanfte Aufwölbung, die sich vom Oberharz über das Eichsfeld (mit Buntsandstein zwischen den Muschelkalkgebieten von Thüringer Mulde und Leinetal) und den Bereich der Perm-Aufragungen von Sooden-Allendorf, Eschwege, Sontra, Altmorschen erstreckt und in Richtung auf den Knüll noch zur Geltung kommt durch den Ausstrich von Unterem zwischen Mittlerem Buntsandstein. Das ist tatsächlich eine erzgebirgisch streichende „Achse" (in Abb. 19 punktiert). Aber die daran stattgefundene Hebung ist nicht nur der Richtung, sondern auch ihrer geringen Intensität nach nur eine Fortsetzung der alten Epirogenese — wenn auch als solche in ihrer Nachhaltigkeit immerhin bemerkenswert[11]). Hier bewahrheitet sich also die damals noch mehr geahnte als nachgewiesene Auffassung von Brandes (1912): „Je älter die Formationsglieder sind, die in irgendeinem größeren geotektonischen Bezirk an die Oberfläche treten, desto früher und häufiger hat sich diese Region als Hochgebiet im Laufe der erdgeschichtlichen Entwicklung Deutschlands seit dem varistischen Faltenwurf geäußert."

Zwar warnt der mittlere und westliche Thüringer Wald mit seinem Überqueren der tiefen erzgebirgischen Senken (Saar-Selke- bzw. Oos-Saale-Trog) der jungpaläozoisch-altmesozoischen Zeit davor, diesen Satz zu verallgemeinern. Doch auch die heutigen herzynischen Strukturen — vom Thüringer Wald über die Gräben von Netra und Sontra bis Großalmerode und in verschwächter Form bis über Kassel hinaus, parallel dazu die markante Narbe von Saalfeld—Gotha—Eichenberg, schließlich auch die NW-streichende Aufragung des Werra-Paläozoikums — bedeuten das Wiederaufleben einer alten paläogeographischen Grenze. Deckt sich doch das genannte Störungsbündel in seiner Lage genau mit dem NO-Rand des „Hessischen Schelfes" bzw. der SW-Begrenzung des norddeutschen Salzbeckens der Oberzechstein-Zeit überhaupt.

Folgendes ist dabei recht auffällig: Die Salzbecken-Grenze verläuft von Saalfeld über Eisenach—Eschwege—Kassel und weiter zwischen Pyrmont und Detmold hindurch, also in verhältnismäßig sehr gerader nordwestlicher Richtung. Die herzynisch gerichtete Bruchtektonik folgt dieser Linie aber nur im Ostteil bis etwa zur Mitte ihrer Länge, nämlich bis Witzenhausen, wo die rheinische Altmorschen—Göttinger Grabenzone hindurchschneidet. Das herzynische Bruchbündel Thüringens, das sich gerade im Bereich des Richelsdorfer Gebirges auch außerhalb der größeren Grabenspalten in besonders zahlreiche Einzelsprünge zerteilt, tritt also selbst nicht in die Rheinische Zone ein, obwohl wir das nach der epirogenen Vorzeichnung erwarten sollten.

Das auffällige Zurücktreten herzynischer Linien ist aber für den gesamten meridional gestreckten Raum bezeichnend, der von der Egge-Zone Detmold—Vogelsberg einerseits, und der Leine-Zone Vogelsberg—Göttingen usw. andererseits eingeschlossen ist. Diese Rheinische Zone ist eine sehr langfristige Senke. Sie erfuhr hier ihre älteste Anlage, tiefte sich im Buntsandstein besonders

[11]) Dieser Zone analog ist übrigens die sog. Rhön-Achse, d. h. die der alten Spessart-Schwelle folgende heutige Aufwölbung vorwiegend nachbasaltischen Alters (vgl. Hummel 1929). Auch hier hält sich die Zone relativ älterer Schichten vom Spessart aus in nordöstlicher Richtung auf Salzungen-Eisenach zu genau an den Verlauf der permischen und späteren Aufragung, wie diese in ihrem Streichen zwischen NNO und ONO wechselnd. Besonders deutlich kommt das Bestehen der heutigen Aufwölbung auf der Südost-Flanke zum Ausdruck in der in Unterfranken recht geradlinigen Nordwest-Grenze geschlossener Muschelkalk-Verbreitung.

ein, nur sie war Meeresstraße im älteren Jura und im Oligozän, sie besitzt noch jetzt, größtenteils infolge postbasaltischer Einbiegung, die ausgedehnteste Tertiärdecke und sammelt schließlich sogar heute alle Abflüsse in ihrer Mittellinie (Weser).

Mit diesen andauernden Abwärtsbewegungen erklärt sich das weitgehende Fehlen herzynischer Bruchstrukturen, die erst am Westrand der Rheinischen Zone, z. B. bei Detmold, wieder verstärkt aufsetzen. Zwischen Detmold und Witzenhausen aber ist die alte herzynische Linie des Oberen Zechsteins latent geblieben, weil sie unter einer epirogenen Einbiegung größten Ausmaßes und ganz anderer Richtung einfach totgesenkt wurde.

Bemerkenswerterweise halten sich aber auch die großen meridionalen Brüche nur an die Ufer des Senkungstroges (Rheinische Masse mit Egge-Brüchen einerseits, Oberharz-Richelsdorfer Gebirge mit Altmorschen—Göttinger Graben andererseits) und meiden ihr heute im Solling flach aufgeblähtes Inneres.

Ähnliche Erscheinungen, wenn auch weniger deutlich, beobachten wir im Thüringer Becken oder dem Raume zwischen oberer Werra und oberer Fulda (Werra-Becken). Diese Bereiche werden von alten epirogenen Linien, wie Faziesgrenzen oder Mächtigkeitskurven, so gut wie nie geschnitten, sondern fast stets umfahren. Und so finden wir in ihrem Inneren auch heute nur verhältnismäßig sanfte Strukturen, während die Säume oft besonders scharf orogen betont sind, ja Bruchbänder oder Störungsbündel dort aufweisen, wo markante epirogene Vorzeichnungen bestanden. Freilich bleiben selbst diese latent und prägen sich im heutigen Strukturbilde dann nicht aus, wenn eine Auslösung in ihrer Richtung den jüngeren Beanspruchungen keine Erleichterung brachte, wie das z. B. für die erzgebirgischen Elemente zutrifft.

Schon in alter Anlage aber können Schwellengrenzen verschiedener Zeiten einander kreuzen und damit den Widerstreit tektonischer Charakterzüge bereits andeuten. Eine solche Stelle liegt im Richelsdorfer Gebirge vor, wo der NW-verlaufende „Hessische Schelfrand" über die NO-streichende Hunsrück-Oberharz-Schwelle hinwegschneidet. So bezeichnen heute auch die Summe von zwei alten Hochgebietsgrenzen verschiedenen Streichens die ärgsten Schollenzertrümmerungen, die in dem ausnehmend flachgründigen Gebiete besonders begünstigt werden.

C. Schriften

Becksmann, E.: Geologische Untersuchungen an jungpaläozoischen und tertiären Landoberflächen im Unterharzgebiet. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **64**, B. Stuttgart 1930.

Bein, G.: Die Stellung des Richelsdorfer Gebirges zum Thüringer Walde und Rheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **84**. Berlin 1932.

Beyschlag, Fr.: Geologische Spezialkarte von Preußen, Lief. 45, Blatt Altmorschen. — K. preuß. geol. L.-A., Berlin 1891.

Bosse, H.: Tektonische Untersuchungen an niederhessischen Grabenzonen südlich des Unterwerrasattels. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **128**. Berlin 1931.

Brandes, Th.: Sandiger Zechstein am alten Gebirge an der unteren Werra und Fulda und die Kontinuität des Landwerdens in Mitteldeutschland. — C. Min. usw., Jg. 1912. Stuttgart 1912.

Brinkmann, R.: Morphogenie und jüngste Tektonik im Leinetalgrabengebiete. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **139**. Berlin 1932.

Dietz, C.: Die Salzlagerstätte des Werra-Kaligebietes. — Arch. Lagerst.-Forsch., **40**. Berlin 1928.

v. Freyberg, B.: Zur Paläogeographie des Jungpaläozoikums in Deutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., 87, 1935. Berlin 1935.

Fulda, E.: Die Stratigraphie des Thüringischen Zechsteins nach Tiefbohrergebnissen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1926, 47. Berlin 1926.

— : Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands. Zechstein. — Preuß. geol. L.-A., Berlin 1935.

Grupe, O.: Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — In: Fulda 1935.

— : Über das hessische Pliozän und die Altersfrage der Basalte. — Z. deutsch geol. Ges., 88, 1936. Berlin 1937.

Heck, H.-L.: Beiträge zur Talgeschichte der oberen Leine. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1928, 49, I. Berlin 1928.

Hummel, K.: Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes (Vogelsberg und Rhön). — Fortschr. Geol. u. Paläontol., 8, H. 24. Berlin 1929.

Köbrich, C.: Die Tiefbohrungen nach Salz in Oberhessen in den Jahren 1905/07. — Notizbl. Ver. Erdk. usw., 5. F., 8. Darmstadt 1926.

Kühne, Fr.: Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Saale-Senke. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1922, 43. Berlin 1923.

Lotze, Fr.: Steinsalz und Kalisalze, Geologie. — Wichtigste Lagerst. d. Nichterze, 3, 1. Berlin 1938.

Meinecke, Fr.: Das Liegende des Kupferschiefers. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1910, 31, 2. Berlin 1913.

Moesta, Fr. & Beyschlag, Fr.: Geologische Spezialkarte von Preußen, Lief. 45, Blatt Seifertshausen. — K. preuß. geol. L.-A., Berlin 1891.

Naumann, E.: Zur stratigraphischen Stellung des Eisenacher Dolomits. — Z. deutsch. geol. Ges., 86, 1934. Berlin 1934.

Richter, Gerh.: Das Rheinische Element im Bilde Westeuropas. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., N. F. 1, Nr. 3, Fachgr. 4. Berlin 1934.

— : Geologische Gesetzmäßigkeiten in der Metallführung des Kupferschiefers. — Arch. f. Lagerst.-Forschg., 73. Reichsst. f. Bodenfg. Berlin 1941.

Schlüter, H.: Die Altersstellung des Hauptsalzlagers des Werragebietes. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Fachgr. 4. Berlin 1932.

Schriel, W.: Alte und junge Tektonik am Kyffhäuser und Südharz. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., 93. Berlin 1922.

Schröder, E.: Die Kalisalzlagerstätte von Neuhof-Ellers (Fuldagebiet). — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1930, 51. Berlin 1930.

— : Sedimentation und Tektonik im Jungpaläozoikum am östlichen Harzrande und in den Nachbargebieten. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1934, 55. Berlin 1935.

Stille, H.: Das Einsetzen der „saxonischen" Richtungen im westdeutschen Jungpaläozoikum. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., 116. Berlin 1930.

— : Die Hessische Tiefe im tektonischen Großbilde Europas. — Z. deutsch. geol. Ges., 88, 1936. Berlin 1937.

Thienhaus, R.: Die Schwerspatgänge des Richelsdorfer Gebirges. — Z. angew. Min., 3, 1. Berlin 1940.

Weigelt, J.: Die Pflanzenreste des mitteldeutschen Kupferschiefers und ihre Einschaltung ins Sediment. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., 6, H. 19. Berlin 1928.

Zimmermann, E.: Der thüringische Plattendolomit und sein Vertreter im Staßfurter Zechsteinprofil. — Z. deutsch. geol. Ges., 65, 1913. Berlin 1914.

v. Zwerger, R.: Tektonik, Anomalien des Erdmagnetismus und Erdölhöffigkeit in Mitteldeutschland. — Kali, 28. Halle a. S. 1934.

II. Nachrufe

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Oskar Grupe †

Am 26. Februar 1940 starb im Martin-Luther-Krankenhaus zu Berlin-Grunewald der Landesgeologe und Professor Dr. Oskar Grupe. Eine Nierenoperation, die ihn vor voraussichtlich langem Leiden bewahren sollte und die anfänglich durchaus geglückt zu sein schien, hatte nach 10 Tagen unerwartete Komplikationen im Gefolge. Eine erneute Operation war nötig, und nach drei Wochen eines langen Schwankens zwischen Hoffen und Bangen brachte eine plötzlich auftretende Embolie seinem Leben ein schnelles Ende.

Oskar Grupe wurde am 14. April 1878 in Einbeck in Hannover als Sohn des Kaufmanns Hermann Grupe und seiner Frau Louise, geb. Böhlke, geboren. Von 1884 bis Ostern 1892 besuchte er das Realprogymnasium seiner Vaterstadt und darauf das Gymnasium zu Goslar, wo er 1896 das Reifezeugnis erwarb. Er studierte zunächst das Baufach an der Techn. Hochschule in Hannover, entschloß sich aber, dem Beispiel seines Corpsbruders und Leibburschen H. Stille folgend, dann zum Studium der Naturwissenschaften. Nachdem er noch ein Semester dem Chemiestudium in Hannover gewidmet hatte, siedelte er daher Ostern 1898 an die Universität Göttingen über und reihte sich in die Schar der Schüler A. v. Koenens ein, die dort unter der Leitung dieses allgemein beliebten Lehrers eine vorzügliche Ausbildung in Geologie und Paläontologie erhielten. Seine Lehrer in Mineralogie und Petrographie waren Liebisch und Rinne, er hörte auch Geographie bei Kiepert und physikalische Fächer bei Wiechert. Seine Dissertation, die bereits mit einer umfänglichen Kartierung verbunden war, behandelt die geologischen Verhältnisse des Elfas, des Homburgwaldes, des Voglers und ihres südlichen Vorlandes, ein Gebiet, das ihm v. Koenen zur genauen Untersuchung zugewiesen hatte und das sich Grupe aus eigenem Antriebe noch wesentlich erweiterte. Die mündliche Prüfung fand am 16. Juli 1901 statt.

Schon vor der Prüfung, die er magna cum laude bestand, war er einige Zeit als Assistent am Geol. Institut in Göttingen tätig und übte dieses Amt auch nachher noch einige Monate aus, bis er im September eine Stellung als Geologe bei der Koninkl. Nederlandschen Petroleum Matschappij antrat. Leider war diese Stellung nur von kurzer Dauer. Kaum in Sumatra angekommen, wurde er von einer schweren Malaria befallen und mußte heimkehren, ohne wesentliche Untersuchungen im fremden Lande durchgeführt zu haben. Im Dezember kehrte er bereits in die deutsche Heimat zurück.

Unter dem 22. Januar 1902 schlug Herr Prof. v. Koenen seine drei ehemaligen Schüler Menzel, Bode und Grupe zur Anstellung an der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt vor. Er rühmt Grupe als besonders eifrig, verständig und geübt im Kartieren. Mit dem 1. April 1902 wurde Grupe als „Hilfsgeologe", wie damals die außeretatsmäßigen wissenschaftlichen Beamten noch genannt wurden, an der Berliner Landesanstalt eingestellt. Zur Ableistung seines Militärdienstes hatte sich Grupe beim sächsischen Jägerbataillon in der alten Bergstadt Freiberg gemeldet; er wurde aber bei der ärztlichen Untersuchung wegen der noch sehr erheblichen Nachwirkungen der Malaria für untauglich erklärt.

Im ersten Winter seiner Berliner Tätigkeit (1902—1903) besuchte er die Vorlesungen über Lagerstättenlehre, die der damals noch jugendliche Dozent

Dr. KRUSCH an der mit der Landesanstalt vereinigten Bergakademie hielt. Im Sommer 1903 verlebte er einen längeren Urlaub im Ober-Engadin, um seine immer wieder aufkommende Malaria endgültig auszuheilen. Daran schloß sich eine Moorbadekur in Franzensbad, so daß er in diesem Sommer insgesamt 2½ Monate beurlaubt war. Im Sommer 1905 mußte er wieder wegen eines Nervenzusammenbruchs einen längeren Urlaub nehmen.

Im ganzen beginnt aber mit der Anstellung bei der preußischen Behörde eine jahrzehntelange Reihe forschungsfroher Jahre, die ihn jeden Sommer in die heimatlichen Berge Nordwestdeutschlands führte und ihm Gelegenheit gab, im Winter die Ergebnisse seiner Kartierungen nach allen Richtungen sorgfältig auszuwerten.

Bereits im Februar 1904 wird seine provisorische Anstellung in eine ständige verwandelt. Im Mai 1906 verheiratete er sich mit Elly Kunz, der Tochter eines Braunschweiger Baurates, mit der er 34 Jahre in außerordentlich glücklicher, wenngleich kinderloser Ehe gelebt hat. Im Februar 1914 wird er Bezirksgeologe, im März 1924 erhält er den Professortitel, und im April 1927 wird er zum Landesgeologen befördert.

Während des Weltkrieges sehen wir ihn von Januar 1916 ab zunächst zur militärischen Ausbildung beim Feldartillerie-Regiment in Lissa eingestellt, schon Ende Februar wird er indessen als Kriegsgeologe angefordert und zur Dienstleistung dem in Litauen liegenden Heeresteil zugeordnet. Heftige Ischiasanfälle machten ihn aber alsbald untauglich zum militärischen Felddienst. Er wird von seiner Behörde reklamiert und dem von KEILHACK und LEPPLA geleiteten geologischen Dienst beim Generalgouverneur in Belgien zugeteilt. Zuvor führte er im Herbst 1917 gemeinsam mit BERG und MESTWERDT eine geologisch-bergmännische Untersuchung des Minettebezirkes von französisch und luxemburgisch Lothringen (Gebiet von Longwy-Briey) durch.

Schon bald nach der staatlichen Regelung des anfänglich allzu jäh aufblühenden deutschen Kalibergbaues war eine Kaliberufungsstelle errichtet worden, zu der ein Beamter der Preußischen Geologischen Landesanstalt als Sachverständiger, sowie ein jüngerer Beamter als dessen ständiger Vertreter berufen wurde. Die erstere Stellung hatte Geheimrat SCHRÖDER inne, die letztere anfänglich Dr. HARBORT. Als HARBORT 1919 aus der Preußischen Landesanstalt ausschied, wurde die Vertreterstelle GRUPE übertragen, der sich in seinem hannoverschen Arbeitsgebiet schon immer viel mit der Geologie der dortigen Kalisalzlager beschäftigt hatte. Seit Herbst 1924 hatte GRUPE als Nachfolger SCHRÖDERS den verantwortungsvollen Posten selbst übernommen.

Im Frühjahr 1934 übertrug ihm der damalige Präsident der Preußischen Landesanstalt v. SEIDLITZ die Bearbeitung der Prüfungsangelegenheiten für die 1. und 2. Staatsprüfung der Geologen und die Leitung der Ausbildung der im Vorbereitungsdienst befindlichen Mitarbeiter.

Im Jahre 1920 wurde GRUPE das Kriegsverdienstkreuz und bald auch das Ehrenkreuz für Kriegsteilnehmer verliehen. Das silberne Treuedienstehrenzeichen wurde ihm bald nach dessen Stiftung und im Jahre 1939 auch das goldene Treuedienstehrenzeichen verliehen.

GRUPES hervorragendste Charaktereigenschaft war seine unwandelbare Treue im Beruf wie im persönlichen Leben. Es war ihm vergönnt, fast sein ganzes Leben der Erforschung seiner heimatlichen Berge an der Leine, an der Weser und bis hin zur Rhön zu widmen. Er hat seiner Heimat die Treue gehalten, seiner Heimat, der auch seine Frau entstammte, deren Familie er in späteren Jahren in mancher

schweren Zeit helfend und beratend zur Seite stand. Treu hing er an seiner Göttinger Almamater, treu blieb er seinen Studiengenossen und seinen Corpsbrüdern. Seinen Göttinger Lehrer A. v. Koenen hat er allezeit verehrt und sich freudig als seinen Schüler bekannt. Treu hielt er auch zur wissenschaftlichen Gefolgschaft seines Jugendfreundes Stille, der ihn einst veranlaßt hatte, dem Baufach zu entsagen und sich der Geologie zu widmen.

Grupe war ein selten aufrechter Charakter, geradlinig und aufrecht wie seine auffallend schöne Gestalt, war sein ganzes Wesen, und geradlinig ging er in seinen Forschungen dem als richtig erkannten Ziele zu. Er war nicht streitsüchtig in dem Sinne, daß er Streit und Widerspruch gegen andere suchte, aber für Kompromisse, für kleinliches Ausweichen oder gar für ein Bekenntnis um des lieben Friedens willen, das seiner inneren Überzeugung nicht entsprach, war er nicht zu haben. Das konnte er einfach nicht, denn es hätte seinem ganzen Wesen widersprochen. Wo sich seinem einmal eingeschlagenen Weg Widerstände entgegensetzten, schreckte er auch vor scharfem Kampf nicht zurück.

Es ist selbstverständlich, daß ein solcher Mann ein gewissenhafter Beamter war, der der amtlichen Seite seines Berufs in ernster Pflichterfüllung gerecht zu werden wußte. Das zeigte sich in der Sorgfalt seiner Kartierungen und in dem strengen Verantwortungsbewußtsein, das sich in seinen zahlreichen amtlichen Begutachtungen für die Landesanstalt wie für die Kaliberufungsstelle offenbarte.

Ganz der rechte Mann an rechter Stelle war er auch als Leiter der Prüfungskommission und des Ausbildungswesens. Seine liebenswürdige, aber bestimmte und korrekte Art konnte sich hier in günstigster Weise auswirken.

Die Zahl der geologischen Kartenblätter, die Grupe allein oder zusammen mit anderen Kollegen bearbeitet hat, ist überraschend groß.

Veröffentlicht sind folgende 22 Blätter:

Alfeld, Hardegsen (Lief. 127), Eschershausen, Stadtoldendorf, Sievershausen (Lief. 152), Ottenstein, Holzminden, Höxter (Lief. 153), Kirchohsen, Bockenem, Lamspringe (Lief. 182), für die Erläuterungen zu den Blättern Sibesse und Hildesheim dieser Lieferung schrieb Grupe den Abschnitt über das Diluvium, Ärzen, Pyrmont, Schwalenberg (Lief. 251), Gehrden, Rodenberg, Lauenau, Springe (Lief. 271), Minden, Bückeberg, Kathrinhagen, Stadthagen (Lief. 330).

Die Blätter Ottenstein, Holzminden, Höxter, Bockenem, Hildesheim und Sibesse wurden für eine 2. Auflage von Grupe überarbeitet, außerdem schuf er 1926 eine geologische Übersichtskarte des Deister. In den Archiven der Reichsstelle für Bodenforschung liegen noch 8 von Grupe gefertigte Reinzeichnungen geologischer Aufnahmen auf den Blättern Waldeck, Korbach, Karlshafen, Marsberg, Frankenberg, Alfeld, Wildungen und Fritzlar.

Außerordentlich groß ist auch die Zahl der Berichte über Einzeluntersuchungen und der amtlichen Gutachten, die aus Grupe's Nachlaß im Berliner Archiv verwahrt liegen. Neben 21 Ausarbeitungen für die Kaliberufungsstelle finden wir 27 Arbeiten über anderweitige Untersuchungen an nordwestdeutschen Salzlagerstätten, 12 Berichte über Eisenerze in Südhannover und Hessen, 9 Berichte über verschiedene Vorkommen von Wealdenkohle, 3 über örtliche Gliederung von Trias und Jura, je 2 über Kupferlagerstätten im Zechstein und über Braunkohlenvorkommen, sowie je einen über Asphaltvorkommen und Schwefelkieslager.

Grupe's wissenschaftliches Lebenswerk fußt auch sonst fast ausschließlich auf den Beobachtungen, die er in seinem eigenen Kartiergebiet machen konnte.

Auch hier zeigt sich, wie in seinem ganzen Wesen, wie fest er im Boden seiner südhannoverschen Heimat verwurzelt war. Mit großer Sorgfalt hat er die geologische Literatur über die Formationen vom Zechstein bis zur Unterkreide verfolgt und neu auftauchende Gedankengänge an seinen Beobachtungen kontrolliert oder umgekehrt seine Beobachtungen an Hand neu auftauchender Problemstellungen nachgeprüft. Auffällig oft beginnen seine Veröffentlichungen mit den Worten: den von Herrn NN geäußerten Ansichten kann ich auf Grund der Beobachtungen in meinem Kartiergebiet nicht zustimmen, oder . . . kann ich . . . bekräftigen und ergänzen.

In den Fragen nach der Entstehung unserer deutschen Zechsteinsalzlagerstätten hat er von Anfang an der Ekzemtheorie LACHMANN's, die ein Aufsteigen der Salzstöcke ohne wesentliche Mitwirkung tektonischer Kräfte, nur auf Grund isostatischer Ausgleichsbewegungen zwischen leichterem Salz und schwererem Deckgebirge annimmt, widersprochen. Auch HARBORTS mehr vermittelnder Ansicht konnte er nicht zustimmen, sondern stellte sich ganz auf den Standpunkt STILLES, daß die Salzstöcke ejektive Falten, also eine durch die große Beweglichkeit der Salzmassen bedingte Abart orogenetischer Vorgänge seien (1912, 1930).

Bemerkenswert ist seine Annahme einer schon im Zechstein nachweisbaren Untiefe oder Inselbildung in der Gegend des jetzigen Harzes, einer Harzschwelle, deren Vorhandensein er aus einem örtlichen Wiederauftreten des Plattendolomits in dieser Gegend und aus anderen Einzelheiten der Zechsteinentwicklung schließt (1927, 1928).

An dem Ausbau der Stratigraphie des Zechsteins hat er sich vielfach beteiligt. In seinen älteren Arbeiten vertritt er noch den Standpunkt, daß das Salzprofil des Werragebietes dem älteren und jüngeren Steinsalz des Staßfurter Profiles entspreche. Als Vertreter des Plattendolomites sah er damals gewisse Dolomiteinlagerungen im untersten Teil der Bröckelschiefer über dem jüngeren Salz Thüringens und der Provinz Sachsen an (1908) und stimmt auch noch der dahingehenden Ansicht REIDEMEISTERS zu, dessen Beobachtungen er in verschiedenen Einzelheiten vervollständigt und berichtigt (1911). Später tritt er der jetzt herrschenden, durch E. ZIMMERMANN begründeten Ansicht bei, daß der graue Salzton stratigraphisch mit dem Plattendolomit gleichzustellen sei.

RENNERS Beobachtungen von Eisenglanzausscheidungen im Zechstein und Buntsandstein der Pyrmonter Achse stimmt er zu, da er die gleiche Erscheinung in einer Bohrung am Rande des Sollings nachweisen konnte. Er bringt diese Bildung in Zusammenhang mit den Eisensäuerlingen, die ihrerseits auf tertiären Basaltvulkanismus zurückgehen (1914). Zusammenfassend bespricht er die Zechsteinstratigraphie im Randgebiete der Rheinischen Masse im Zechsteinband der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands (1935).

Die Stratigraphie der Trias NW-Deutschlands ist von ihm in zahlreichen Arbeiten behandelt worden. Schon seine Dissertation beschäftigt sich damit (1901), seine Ergebnisse werden durch die Berichte über die Kartierungen in den ersten Jahren seiner Tätigkeit an der Geologischen Landesanstalt, die das gleiche Gebiet wie die Doktorarbeit betrafen, ergänzt und erweitert (1905). Seine umfänglichste Jugendarbeit von mehr als 100 Seiten Umfang behandelt dann ganz eingehend die Stratigraphie der Trias im oberen Wesertal (1911) und bringt viele Beobachtungen, die für die Arbeiten anderer und vor allem für die späteren Arbeiten GRUPES selbst maßgebend geworden sind.

Insbesondere für die Gliederung des Muschelkalks waren seine Studien bei der Aufnahme des Blattes Ottenstein von Bedeutung (1911). Eine Sonderstudie widmete er schon früher der Gliederung des Wellenkalks (1905) und später derjenigen der Ceratitenschichten (1920). Auch die stratigraphische Stellung des Chirotheriumsandsteins, die in Thüringen, Franken und Nordwestdeutschland nicht ganz genau die gleiche ist, hat er erforscht (1926, 1927).

Die Gliederung des Unteren Keupers hat er in seinem Beitrag zur v. Koenen-Festschrift dargelegt (1907). Auch seine gemeinsam mit W. Haack durchgeführten Untersuchungen auf den Blättern Bockenem und Lamspringe bringen wertvolle Ergebnisse zur Gliederung dieser Schichtgruppe (1913).

Die Jurastratigraphie verdankt ihm wichtige Studien über den Lias von Polle (1910), über die Stellung des Wiehengebirgsquarzites als eines sandigen Vertreters des Korallenooliths (gemeinsam mit Dienemann und Haack 1929) und über die epirogenetischen Vorgänge zur Zeit der Sedimentation des Weißen Juras (1922). Die zuerst genannte Arbeit bringt bereits Ergebnisse über die Tektonik des Falkenhagener Liasgrabens und wird sowohl in tektonischer als stratigraphischer Beziehung durch spätere Untersuchungen (1919) vervollständigt und weiter ausgebaut. Wir finden hier eine sehr genaue Beschreibung des Oberlias und Unterdoggers von Falkenhagen mit sorgfältiger Auswertung der Beziehungen zu den Liasprofilen anderer Gebiete und der anderweit üblichen Lias-Feingliederung.

Die Beschäftigung mit den asphaltigen Gesteinen des Weißen Juras von Eschershausen gab Anlaß, sich mit der Frage der Bitumenführung dieser Schichten zu beschäftigen (1932, 1935). Mikroskopische Untersuchungen führten zu dem Schluß, daß eine autochthone Bitumenführung vorliegt und daß die von anderer Seite geäußerte Ansicht, Benthos führende Gesteine könnten nur zugewanderte Bitumina enthalten, nicht in allen Fällen richtig sei. Auch für den Hauptdolomit des Mittleren Zechsteins wird primärer Bitumengehalt angenommen. Die Bitumenführung des Weißen Juras wird auch für den Schwefelgehalt der Heilquellen von Bad Nenndorf und für das Vorkommen von freiem Schwefel verantwortlich gemacht.

Bei den Kartierungen im Gebiet der Unteren Kreide galten Grupes Forschungen vor allem der Aufklärung der saxonischen Gebirgsbildung, des relativen Verhältnisses rheinischer und herzynischer Dislokationen und der Beziehung zwischen Tektonik und Salzstöcken. Die Ursache der Bildung des nordwestdeutschen Schollengebirges ist ihm, darauf weist er immer wieder hin, eine Pressung und Raumverengung (1914, 1921, 1924).

Die großen Bewegungen an den Grabenrändern, die auffallend oft „hangendhöhere" Verwerfungen im Sinne Haarmanns darstellen, sind prätertiären Alters. Die Verwerfung tertiärer Schichten wird in den meisten Fällen durch posthume Bewegungen auf älteren Dislokationen verursacht, wie Grupe schon 1908 im Solling feststellen konnte und auch im Deister wieder bestätigt fand (1923, 1926). Einen wesentlichen zeitlichen Unterschied zwischen rheinischen und herzynischen Störungen bestreitet er, wenngleich zu verschiedenen Zeiten und in verschiedenen Gebieten manchmal die einen und manchmal die anderen hauptsächlichste Bewegungsflächen waren (1922). Bei seinen tektonischen Studien kam ihm die genaue Kenntnis der Ergebnisse vieler Kalisalzbohrungen sehr zu Hilfe (1909).

Viel hat sich Grupe mit der tektonischen Bedingtheit der Basaltdurchbrüche besonders im Solling und in der Rhön beschäftigt (1910, 1911, 1913). Die Basalt-

durchbrüche sind im hessischen und südhannoverschen Gebiet meist an nachweisbare tektonische NS-Spalten gebunden. Die Ursache des Magmaaufstieges auf diesen Linien geringsten Widerstandes ist meist der Gasdruck des Magmas, ausnahmsweise auch der Belastungsdruck der überlagernden Gebirgsschichten auf den peripherischen Herd. Zusammen mit STREMME führte GRUPE eine besondere Untersuchung gewisser Zersetzungserscheinungen an Basalten des Sollings durch, die nicht durch niedersinkende Verwitterungslösungen, sondern durch aufsteigende postvulkanische Wässer verursacht sein müssen (1910, 1911).

Dem Pliozän galten unter anderen seine Forschungen in den letzten Jahren (1932, 1936). Er konnte zeigen, daß im nördlichsten Hessen das Unterpliozän als Fortsetzung der rheinischen Kieseloolithschotter auf der hochgelegenen Einebnungsfläche lagert, während das Oberpliozän auf Geländedepressionen beschränkt ist, die nicht durch Salzauslaugung, auch meist nicht durch tektonische Einbrüche, sondern durch weiträumige Erosion in der Mittelpliozänzeit geschaffen wurden. Die jüngsten Basaltergüsse der Rhön liegen in den Depressionen, sind also post-mittelpliozänen Alters.

Das Diluvium des Wesergebietes hat GRUPE allezeit außerordentlich stark beschäftigt und ihn zu teilweise sehr heftigen Meinungsverschiedenheiten besonders mit L. SIEGERT geführt (1905, 1907, 1909, 1912). Der Hauptstreitpunkt war dabei der, ob die Weserterrassen glazialer oder interglazialer Entstehung sind und ob zu jeder Terrasse ein Wechselspiel von Erosion und Aufschüttung gehört. GRUPE vertrat den Standpunkt, daß das Wesertal schon vor der Elster- und Saalevereisung weitgehend erodiert wurde, teilweise tiefer als die jetzige Flußaue, und beim Vorrücken des Eises bis zu beträchtlicher Höhe wieder zugeschüttet worden ist. Die zahlreichen morphologischen Terrassenflächen sind nur Staffeln beim Wiederausräumen dieser Zuschüttungen. Diese Ansicht hat er auch später gegen SOERGEL, der sich auf die Anschauungen SIEGERTS stützen wollte, nachdrücklich betont (1927). Gegen R. BÄRTLING's Ansicht, der postglaziale Erosion der Täler in seinem Gebiet annimmt, wird darauf hingewiesen, daß auch diese Täler des Wesersystems präglazial entstanden und postglazial nur wieder ausgeräumt worden sind (1913). Die eiszeitliche Weserablenkung gegen W in der Elster- und Saalezeit wird mit Hinweis auf Untersuchungen von KURTZ und auf den Verlauf der Mittelterrasse westwärts am Nordhang des Wiehengebirges entlang verteidigt (1933). Die größte Vereisung war auch im Wesergebiet die drittletzte, in der Elsterzeit (1926). Eine wertvolle Einzelstudie stellt die Beschreibung der Kameslandschaft im Wesertal bei Bodenwerder dar (1930). Die Zusammengehörigkeit der rein einheimischen Plänerschotter in den Nebentälern mit der Terrasse im Haupttal, die nordisches Material führt, zwei Bildungen, die v. KOENEN für präglazial und postglazial halten wollte, wird energisch betont (1910). Zusammen mit WEISSERMEL, DAHLGRÜN und SCHRIEL hat GRUPE das Problem des Harzranddiluviums 1932 einer Untersuchung unterzogen, die zu sehr bemerkenswerten Ergebnissen über diluviale Hebung des Harzes, über starke präglaziale Erosion und über Spuren einer kaum mehr nachweisbaren viertletzten (Elbe-) Eiszeit geführt hat.

Auch in der Bodenkunde hat sich GRUPE bei der Kartierung weiter Buntsandsteinflächen des Sollings betätigen können und wertvolle Veröffentlichungen über die Brüche des Sollings und deren Molkenböden herausgebracht.

Die größte Freude war es für ihn, wenn er die Berge seines hannoverschen Heimatlandes und deren Entstehung einem berufenen Fachgenossenkreis im Zu-

sammenhang des geologischen Geschehens vom Zechstein bis zur Jetztzeit vorführen konnte. Dreimal hat ihm dieses Glück im Anschluß an die Versammlungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Hannover 1914, in Münster 1925 und in Kassel 1936 geblüht. Jeder der drei Exkursionsführer gibt eine wertvolle regionale Zusammenfassung der Geologie des auf dem Lehrausflug durchwanderten Gebietes.

Georg Berg.

Schriften von Oskar Grupe

1901 Die geologischen Verhältnisse des Elfas, Homburgwaldes, Voglers und ihres südlichen Vorlandes. — Diss. Göttingen, 44 S., 1 Taf.

1905 Über Gebirgsbau und Stratigraphie des Homburgwaldes, Voglers und Ödfeldes. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1902, **23**, S. 615—624.

1905 Zur Entstehung des Wesertales zwischen Holzminden und Hameln. — Z. deutsch. geol. Ges., **57**, Prot. S. 43—51.

1906 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 127, Blatt Alfeld (mit v. Koenen u. G. Müller).

1906 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 127, Blatt Dassel (mit v. Koenen u. M. Schmidt).

1906 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 127, Blatt Hardegsen (mit v. Koenen).

1906 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 127, Blatt Lauenberg (mit v. Koenen u. M. Schmidt).

1907 Der Untere Keuper im südlichen Hannover. — v. Koenen-Festschr., S. 65—134.

1907 Diskussionsbemerkung zum Vortrag von M. Blankenhorn: Der Hauptbuntsandstein ist keine echte Wüstenbildung. — Z. deutsch. geol. Ges., **59**, Mber., S. 311.

1908 Beiträge zur Kenntnis des Wellenkalkes im südlichen Hannover und Braunschweig. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1905, **26**, S. 436—466.

1909 Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser-Leinegebiet und ihre Beziehungen zum südhannoverschen Zechsteinsalzlager. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1908, **29**, I, S. 39—57.

1909 Präoligozäne und jungmiozäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorland. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1908, **29**, I, S. 612—644.

1909 Über die Zechsteinformation und ihre Salzlager im Untergrunde des hannoverschen Eichsfeldes und angrenzenden Leinegebietes nach den neueren Bohrergebnissen. — Z. prakt. Geol., **17**, S. 185—205.

1909 Die transgredierende Lagerung des marinen Oberoligozäns im Solling. — Jber. niedersächs. geol. Ver., **2**, S. IV—V.

1909 Die stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse der neuen Kalibohrungen. — Jber. niedersächs. geol. Ver., **2**, S. V—X.

1909 Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. — Z. deutsch. geol. Ges., **61**, Mber. S. 470—490.

1909 Erwiderung auf die Einwendungen von L. SIEGERT und E. NAUMANN in der Diskussion. — Z. deutsch., Geol. Ges., **61**, Mber. S. 494—497.

1910 Glaziale und präglaziale Bildungen im nordwestlichen Vorlande des Harzes. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1907, **28**, S. 507—528.

1910 Die Basalte des Sollings und ihre Zersetzungsprodukte. — Z. deutsch geol. Ges., **62**, Mber. S. 174—191.

1910 Glazialdiluvium und Plänerschotter des Leinetales. — Z. deutsch. geol. Ges., **62**, Mber. S. 425—428.

1910 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 152, Blatt Eschershausen (mit v. KOENEN).

1910 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 152, Blatt Sievershausen.

1910 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 152, Blatt Stadtoldendorf.

1911 Zur Stratigraphie der Trias im Gebiet des oberen Wesertales. — Jber. niedersächs. geol. Ver., **4**, S. 1—102.

1911 Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. — Z. deutsch. geol. Ges., **63**, Abh., S. 264—316.

1911 Zur Plattendolomit-Frage. — Z. deutsch. geol. Ges., **63**, Mber., S. 629—631.

1912 Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. — Z. deutsch. geol. Ges., **64**, Abh., S. 265—298.

1912 Diskussionsbemerkung zum Vortrage von E. LACHMANN (Ekzeme als geologische Chronometer). — Z. deutsch. geol. Ges., **64**, Mber., S. 564—565.

1912 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 153, Blatt Höxter.

1912 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 153, Blatt Holzminden.

1912 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 153, Blatt Ottenstein.

1913 Über die Lagerungsverhältnisse und Ausbildung der Liasschichten bei Polle a. Weser. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1910, **31**, II. S. 482—494.

1913 Die Basalte des Sollings und ihre Zersetzungsprodukte. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1911, **32**, I, S. 242—300 (mit STREMME).

1913 Diskussionsbemerkung zum Vortrag von R. BÄRTLING (Endmoräne am Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges). — Z. deutsch. geol. Ges., **65**, Mber., S. 203—204.

1913 Der geologische Aufbau der Weserlandschaft. — Jber. niedersächs. geol. Ver., **6**, S. 148—163.

1914 Aufnahmen auf den Blättern Ottenstein und Kirchohsen. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1911, **32**, II, S. 475—479.

1914 Zur Gliederung des Deutschen Buntsandsteins. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1912, **33**, I, S. 397—421.

1914 Neuere Ergebnisse über die Weserterrassen . . . (Aufnahmebericht Bl. Kirchohsen u. Hameln). — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1912, **33**, II, S. 480—488.

1914 Studien über die Scholleneinbrüche und Vulkanausbrüche in der Rhön. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1913, **34**, I, S. 407—476.

1914 Zur Tektonik und Stratigraphie des Hildesheimer Waldes. — Jber. niedersächs. geol. Ver., **7**, S. 145—200.

1914 Excursion in das nördliche Solling-Vorland. — Führer z. d. Excursionen d. deutsch. geol. Ges. 1914, S. 1—14.

1914 Diskussionsbemerkung zum Vortrag von O. Renner (Zechstein an der Pyrmonter Achse). — Z. deutsch. geol. Ges., **66**, 1914, Mber., S. 7—8.

1914 Diskussionsbemerkung zum Vortrag von E. Haarmann (Geologischer Bau Nordwestdeutschlands). — Z. deutsch. geol. Ges., **66**, Mber., S. 361—363.

1915 Geologische Aufnahmen auf den Blättern Bockenem und Lamspringe. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1913, **34**, II, S. 596—608.

1915 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 182, Blatt Bockenem (mit W. Haack und F. Schucht).

1915 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 182, Blatt Kirchohsen.

1916 Über diluviale Gebirgsstörungen im hannoverschen Bergland. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1915, **36**, I, S. 374—397.

1916 Über Jüngeren und Älteren Löß im Flußgebiet der Weser. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1916, **37**, I, S. 144—163.

1920 Diskussionsbemerkung zum Vortrage von R. Bärtling (Die Endmoränen zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge). — Z. deutsch. geol. Ges., **72**, Mber., S. 24—25.

1922 Zur Kenntnis des Oberen Lias und Unteren Doggers im Falkenhagener Liasgraben. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1919, **40**, II, S. 46—64.

1922 Zur Gliederung der Ceratitenschichten im Wesergebirge. — Jb k. preuß. geol. L.-A. f. 1920, **41**, I, S. 226—253.

1922 Über das Altersverhältnis der herzynischen und rheinischen Dislokationen. — Z. deutsch. geol. Ges., **74**, Mber., S. 3—24.

1923 Über die Ausdehnung der ältesten Vereisung in Mitteldeutschland. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1921, **42**, I, S. 161—174.

1923 Zur Entstehung des Göttinger Leinetalgrabens. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1921, **42**, S. 595—620.

1923 Über die stratigraphische Stellung des Wiehengebirgsquarzits. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1922, **43**, I, S. 16—20 (mit W. Dienemann u. W. Haack).

1923 Zur Entstehung des Molkenbodens. — Int. Mitt. Bodenk., **13**, S. 99—106.

1923 Die Brücher des Sollings, ihre geologische Beschaffenheit und Entstehung. — Z. Forst- u. Jagdwes., S. 1—14.

1924 Bericht über die Aufnahmen am Deister 1921 u. 1922. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**, S. XLIII—XLVI.

1924 Bemerkungen zum Vortrag von Herrn Quiring (Wesen und Ursprung der postvaristischen Tektonik Nordwestdeutschlands). — Z. deutsch. geol. Ges., **76**, Mber., S. 87—89.

1925 Über epirogenetische Vorgänge im nordwestdeutschen Weißen Jura. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, Mber., S. 91—92.

1925 Weserdiluvium (Terrassen und Endmoränen bei Hameln). — Führer z. d. Exkursionen d. deutsch. geol. Ges., 1925, S. 1—6.

1925 Der südöstliche Deister. — Führer z. d. Exkursionen d. deutsch. geol. Ges., 1925, S. 7—12.

1926 Zur Kenntnis des einheimischen und nordischen Diluviums in der weiteren Umgebung von Hannover. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1925, **46**, S. 181—205.

1926 Die Einzelphasen der saxonischen Gebirgsbildung am Deister. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1926, **47**, S. 357—382.

1926 Geologische Übersichtskarte des Deisters. — Preuß. Geol. L.-A. (mit A. EBERT).

1926 Voltziensandstein, Chirotheriensandstein und Bausandstein. — Cbl. Min. usw. Jg. 1926, B, S. 119—145.

1926 Tal- und Terrassenbildung im Gebiet der Werra, Fulda und Weser. — Geol. Rdsch., **17**, S. 161—196.

1927 Zur Talentwicklung des Wesersystems (Entgegnung an W. SOERGEL). — Geol. Rdsch., **18**, S. 456—461.

1927 Der fränkische Chirotheriensandstein. — Z. deutsch. geol. Ges., **79**, Mber., S. 156—163.

1927 Diluvialablagerungen an der Porta. — Führer z. d. Exkursionen d. deutsch. geol. Ges., 1927, S. 13—17.

1927 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 251, Blatt Ärzen.

1927 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 251, Blatt Pyrmont.

1927 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 251, Blatt Schwalenberg.

1927 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 271, Blatt Gehrden (mit A. EBERT).

1927 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 271, Blatt Lauenau.

1927 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 271, Blatt Rodenberg.

1927 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 271, Blatt Springe (mit A. EBERT).

1928 Zur Geologie Helgolands und seiner Düne. — Sber. preuß. geol. L.-A., **3**, S. 142—143.

1928 Zur Frage der Harzschwelle im Oberen Zechstein. — Z. deutsch. geol. Ges., **80**, Mber., S. 159—161.

1928 Die Harzschwelle zur jüngeren Zechsteinzeit. — Kali, **22**, S. 38—41.

1929 Muschelkalk und Kreide im Untergrund der Düne von Helgoland. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1929, **50**, I, S. 1—15.

1929 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 289, Blatt Höxter. 2. Aufl.

1929 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 289, Blatt Holzminden. 2. Aufl.

1929 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 289, Blatt Ottenstein. 2. Aufl.

1930 Die Kamesbildung des Weserberglandes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1930, **51**, S. 349—370.

1930 Erich Harbort †. — Kali, **24**, S. 36—40.

1930 Zeugen nordischer Vergletscherung im Weserbergland. — Niedersachsen, **35**, S. 562—567.

1930 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 287, Blatt Bockenem 2. Aufl. (mit W. HAACK).

1930 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 287, Blatt Hildesheim. 2. Aufl. (mit F. Dahlgrün).

1930 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 287, Blatt Sibesse. 2. Aufl.

1931 Die Wurzelböden im Wealdensandstein. — Z. deutsch. geol. Ges., **83**, S. 224—232.

1931 Haarmanns Oszillationstherorie. — Z. deutsch. geol. Ges., **83**, S. 301—304.

1932 Ist der Hauptdolomit Erdölmuttergestein? — Kali, **26**, S. 277—282.

1932 Zum Problem des Harzrand-Diluviums. — Z. deutsch. geol. Ges., **84**, S. 173—189 (mit W. Weissermel u. a.).

1932 Zur Lagerung des Pliozäns zwischen Harz und Vogelsberg. — Z. deutsch. geol. Ges., **84**, S. 733—735.

1933 Bitumenführende Horizonte im nordwestdeutschen Weißen Jura. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1932, **33**, S. 702—730.

1933 Zur Frage des Verlaufs der Weser im Gebiet der älteren Vereisung. — Z. deutsch. geol. Ges., **85**, S. 796—799.

1933 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 330, Blatt Bückeburg.

1933 Geologische Spezialkarte von Preußen, Lieferung 330, Blatt Kathrinhagen.

1933 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 330, Blatt Minden (mit W. Koert u. E. Stach).

1933 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 330, Blatt Stadthagen (mit E. Stach).

1935 Der Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Vergl. Stratigraphie Deutschlands, Bd. „Zechstein", S. 332—361.

1935 Zur Entstehung der Asphaltlagerstätten des Weißen Jura bei Eschershausen. — Öl u. Kohle, **11**, S. 650—651.

1936 Zur Geologie der Asphaltlager bei Eschershausen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1935, **56**, S. 222—247.

1936 Lehrausflüge anläßlich der Hauptversammlung in Kassel. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 591—619.

1936 Über das hessische Pliozän und die Altersfrage des Basaltes. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 634—661.

1936 Geologische Spezial-Karte von Preußen, Lieferung 341, Blatt Marsberg (mit W. Paeckelmann u. F. Kühne).

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Kaunbowen

Friedrich Kaunhowen †

Am 28. März 1940 vollendete Professor Dr. phil. Friedrich Wilhelm Karl August Kaunhowen in Charlottenburg, seinem Ruhesitz, sein Leben im Alter von 79 Jahren. Mit ihm ist einer der letzten jener Generation von Landesgeologen dahingegangen, die den glanzvollen Aufstieg der Königlichen Preußischen Geologischen Landesanstalt in allen ihren Phasen miterlebt und durch ihre Arbeit herbeizuführen geholfen haben.

Ein langes, an treuer Arbeit, an Mühen, Kämpfen, Erfolgen, aber auch an Enttäuschungen reiches Leben hat damit seinen Abschluß gefunden.

Fr. Kaunhowen entstammte einer der alten Mennoniten-Familien, die aus den Niederlanden um der Gewissensfreiheit willen — die Taufe der Erwachsenen war dort verboten — nach Westpreußen ausgewandert waren, vielleicht wie Gysbreght van Aemstel dem Gottesgebot folgend:

„Zyn wil is, da ghy treckt na't vette land van Pruissen,
Daer uit het Poolsch geberght de Wysselstroom koomt ruisschen,
Die d'oevers ryk van vrucht genoeghelyck bespoelt."

Einem Zweig der Familie Kaunhowen, der im Handwerkertum des Kreises Danziger Höhe wurzelt, gehörte sein Vater, der Sattlermeister Friedrich Wilhelm Kaunhowen an. Als ältestes Kind desselben und seiner Ehefrau Katharina Florentine geb. Buß wurde er am 24. August 1860 zu Straschin im Kreise Danziger Höhe geboren. Drei jüngere Geschwister starben alle früh.

Die Eltern waren aber wohl schon aus der Mennoniten-Sekte ausgeschieden, und so wurde unser Fr. Kaunhowen am 9. September 1860 in der Kirche zu Gischkau evangelisch getauft. Er besuchte zuerst die Dorfschule und trat dann in das Freiherrlich von Konrad'sche Erziehungsinstitut zu Jenkau bei Danzig ein. Auf dem Realgymnasium von St. Petri und Pauli in Danzig, dessen Prima er später besuchte, erwarb er Ostern 1880 das Reifezeugnis.

An dieser Anstalt war der bekannte Geschiebeforscher Kiesow einer seiner Lehrer, der ihn für die Geologie und Paläontologie begeisterte. Diese Neigung kam dann auf der Universität Breslau, die Kaunhowen zunächst von 1880—1881 bezog, unter Ferdinand Roemer's anregenden Vorlesungen zu ihrem entscheidenden Durchbruch. Aber auch seine zweite Liebe, die Botanik, pflegte er. Von Breslau siedelte er nach Berlin über, wo er von 1881—1885 seine Studien fortsetzte. Hier fand er vor allem in Beyrich und Dames, die damals führende Lehrer auf dem geologischen und paläontologischen Gebiet waren, weitere Förderung.

Zwischendurch diente er als Einjähriger vom 1. 10. 1885 bis 30. 9. 1886 im Kaiser - Alexander - Garde - Grenadier - Regiment Nr. 1 und machte später seine Pflichtübungen bei den Regimentern 48 und 84.

Im Jahre 1883 unternahm er, wohl von Dames veranlaßt, als Vorarbeit für seine spätere Dissertation eine Reise nach Maastricht, um die Fauna der dortigen senonen Kreide zu studieren und in die stratigraphische Gliederung einzuordnen. Daran schloß sich eine geologische Bereisung des Grenzgebietes zwischen Belgien und Preußen und der Eifel. Zu gleichem Zwecke besuchte er im Jahre 1884 das

dem Harz nördlich vorgelagerte Gebiet und 1885 den Harz selbst. Es waren auf Jahre hinaus die einzigen größeren geologischen Reisen, die er machen konnte. Der jedem Geologen innewohnende Wunsch, sich auf Reisen weiterzubilden, blieb ihm versagt, da seine wirtschaftliche Lage und später die Sorge für seine Familie ihn zwang, mit seinen Einkünften hauszuhalten. Erst der Weltkrieg, der ihn als Kriegsgeologen auf dem Kriegsschauplatz des Ostens sah und ihn bis tief nach Rußland hineinführte, gewährte ihm später dadurch einen gewissen Ausgleich.

Aus dem Harz nach Berlin zurückgekehrt, begann er dann, hauptsächlich auf die umfangreiche BINKHORST'sche Sammlung gestützt, seine große, erschöpfende Monographie der Gastropoden-Fauna der Maastrichter Kreide, deren Beziehung zum Calcaire grossier des Pariser Beckens er entwickelte. Mit dieser Abhandlung lieferte er einen wertvollen Beitrag zur mitteleuropäischen Senon-Fauna.

Die Arbeit erschien zunächst in einem ersten, allgemeinen Teil als Berliner Dissertation, mit der er am 9. Juli 1887 den Dr. phil. erwarb. Später ist sie dann in vollem Umfange in den Paläontologischen Abhandlungen von DAMES und KAYSER 1898 veröffentlicht worden. War es ein Zufall oder ein immanenter Zusammenhang, der ihn seine wissenschaftliche Approbation mit diesem Thema aus dem Heimatlande seiner Ahnen finden ließ?

Zu einer Fortsetzung dieser so glücklich begonnenen Studien gelangte er leider nicht mehr, da seine spätere wissenschaftliche Weiterentwicklung als kartierender Geologe ihn auf ganz andere Arbeitsgebiete verwies. Nur einmal noch kam er bei der Untersuchung der ostpreußischen Kreide-Schollen von Gr. Steinort in einer kleinen faunistischen Arbeit (1899) auf dieses Thema der Senon-Fauna zurück.

Da es ihm nach der Promotion nicht gleich gelang, eine seinem Studiengang entsprechende Stellung zu finden, war er zunächst schriftstellerisch tätig. Mit Glücksgütern nicht gesegnet, mußte er in zähem Ringen sich seinen Weg zum Aufstieg bahnen und erkämpfen. Es war, als habe ihm das Schicksal, das ihm einen so kräftigen, zähen, stattlichen Körper mit auf den Lebensweg gegeben hatte, darum schwere Lasten und Prüfungen nicht ersparen wollen. Er hat im Leben etwas im Schatten gestanden. Er besaß keine geschmeidige Art Vorgesetzten gegenüber, sondern, da es ihm immer um die Sache selbst ging, scheute er sich nicht, auch mal eine unbequeme andere Ansicht zu haben. Eine große Bescheidenheit und der Wunsch, das Leben eines stillen Gelehrten zu führen, waren Normen auf seinem Lebenswege.

Die Ruhe und das Idyll der kleinen märkischen Landstadt Bernau mit ihren geschichtlichen Backsteinbauten, die in erreichbarer Nähe der Großstadt, aber doch von ihr durch einen breiten Gürtel von Feldern und Wiesengelände getrennt lag, war für KAUNHOWEN wohl der Grund, hier seinen Wohnsitz aufzuschlagen. Er hat ihn erst nach Jahren dann mit der Großstadt Charlottenburg vertauscht. Hier in Bernau hat er auch seine erste kurze, durch den frühen Tod seiner Frau LEONORE geb. LEWIN (arischer Abkunft) geschiedene Ehe verlebt, aus der eine Tochter Nora entproß. Auch seine zweite überaus glückliche Ehe mit MARTHA MENDRZYK, Tochter eines ostpreußischen Gutsbesitzers auf Babienten, die er am 19. Januar 1898 heiratete, nahm noch in Bernau ihren Anfang. Aus ihr sind zwei Kinder, Charlotte und Friedrich Wilhelm, hervorgegangen. Im April 1918 starb seine zweite Frau in der Schweiz, wo sie Heilung gesucht hatte, während KAUNHOWEN auf dem Kriegsschauplatz weilte.

Am 1. Juli 1893 wurde er in den Kreis derjenigen Behörde, der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt, aufgenommen, der er dann sein ganzes Leben lang angehörte.

Zunächst wurde er Assistent an der pflanzenpaläontologischen Abteilung des Museums, wo er mit dem Neuordnen der Sammlung befaßt wurde. Am 1. April 1894 trat Kaunhowen dann als Hilfsgeologe in diese Behörde ein und wurde mit Kartierungsarbeiten in Ostpreußen betraut. Als sein Sohn hat er dann in Treue fast seine ganze Lebensarbeit diesem gewidmet. Nur der Weltkrieg und die darauf folgenden Jahre unseres Zusammenbruchs haben ihn vorübergehend aus diesem Arbeitsgebiet herausgenommen. Seine zähe niederdeutsche Art hat ihn alle Strapazen, die die Kartierungsarbeit namentlich der ersten Jahre mit sich brachte, ohne Klagen ertragen lassen. Dieser Art entsprang auch die mit strenger Folgerichtigkeit durchgeführte Zuverlässigkeit aller seiner Arbeiten. Ob man nur seine Karten oder die Hunderte von Bohrregistern, die er für das Archiv der Geologischen Landesanstalt bearbeitet hat oder seine amtlichen Gutachten durchprüft, immer ist es die gleiche, gründliche Arbeit, die sich in ihnen zeigt. Immer weiß man, wenn man auf seinen Namen stößt, hier ist, unbekümmert um die Spröde oder Geschmeidigkeit des Stoffes, verläßliche Arbeit getan, ein dauernd wertvoller Besitz unserer Archive und ein nachahmenswertes Beispiel für die jüngere Generation.

In einer großen, in sich zurückkehrenden Kurve führten ihn seine geologisch-agronomischen Kartenaufnahmen durch das ganze Gebiet von Ostpreußen. Nach einer kurzen Einführung durch R. Klebs und einer Probeaufnahme auf Bl. Gr. Schöndamerau begann seine Aufnahmetätigkeit in dem landwirtschaftlich und geologisch eintönigen großen Sandergebiet des Südens, wo sein Freund und Kollege L. Schulte ihm ein getreulicher Mitarbeiter war. Über das geologisch recht bunte Ortelsburger Gebiet (Gr. Schöndamerau, Passenheim, Babienten) ging es weiter in das landschaftlich so schöne Gebiet westlich des großen Mauersees (Stürlack, Rosengarten, Drengfurt, Barten). Hier sollte für den geplanten Bau des sog. Masurischen Kanals nach den übertriebenen Vorratsangaben über auszuführende Rohstoffe durch R. Klebs eine sichere geologische Grundlage durch die Aufnahme der umrandenden Landschaft erst geschaffen werden.

Auch auf der Ostseite dieser Seenlandschaft wurden von Kaunhowen mehrere Blätter (Benkheim, Orlowen, Grabowen) zu diesem Zwecke aufgenommen.

Obwohl die wirtschaftlichen Ergebnisse dieser geologischen Untersuchungen für die Ausfuhr-Rentabilität des Kanals nicht den gehegten Erwartungen entsprachen, wurde dennoch sein Bau in Angriff genommen. Aus ihm erwuchs für Kaunhowen nun als eine fortlaufende Aufgabe die Verfolgung und wissenschaftliche Auswertung der entstehenden geologischen Aufschlüsse, bis durch das Friedensdiktat von Versailles der Kanalbau als Torso liegen bleiben mußte. Eine Veröffentlichung der Aufnahmen und Ergebnisse unterblieb daher, um erst die Weiterführung und Beendigung des Baues abzuwarten. Vom Mauersee-Gebiet sprang dann die Aufnahme, nachdem der Generalstab die Neuaufnahme Ostpreußens dort begonnen hatte, auf das Samland hinüber, wo Kaunhowen die Blätter Kranz, Palmnicken, Rudau (mit F. Tornau und H. Hess von Wichdorf zusammen), ferner Postnicken-Ost, Lablack, Königsberg-West und Ponarth aufnahm, mit einer Ausweitung auf Bl. Nemonien. Palmnicken, auf dem sich inzwischen der Bernstein-Tiefbau zum Tagebau gewandelt hatte, trug ihm dann (seit 1913) den Auftrag ein, die großen entstehenden Aufschlüsse ständig zu verfolgen und wissenschaftlich auszuwerten. Hieraus erwuchs für Kaunhowen

eine neue Liebe für die mit dem Bernstein verbundenen Probleme. Mit der ihm eigenen Energie hatte er sich bald in diese eingearbeitet, so daß er als einer der besten Kenner auf diesem Gebiet auch in der wissenschaftlichen Literatur zu Worte kam. In einer ersten zusammenfassenden Arbeit über den Bernstein in Ostpreußen (1913) präzisierte er bereits gegenüber den einzelnen früheren Autoren seinen aus den neuen Aufschlüssen gewonnenen Standpunkt über das Alter und die Entwicklung der Schichtenfolge, die in den grauen Tonen auf einer nach ihm eozänen Basis liegt. Er verlegt die Entwicklung der Bernsteinwälder noch vor das Unter-Oligozän, vielleicht in's Eozän, wenn nicht noch früher. Der Abschnitt „Bernstein" in dem Handbuche von DAMMER & TIETZE ist daher auch in beiden Auflagen von KAUNHOWEN verfaßt. Verschiedene kleinere Abhandlungen über Bernstein sind noch weiter aus seiner Feder erschienen.

Eine Frucht der Samlandkartierung war dann die von KAUNHOWEN herausgegebene Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Königsberg, die als Hochschul-Exkursions-Karte Nr. 2 erschien.

Nach Beendigung der Samland-Aufnahme wandten sich die Arbeiten wieder ganz nach Süd-Ostpreußen zurück.

Die Kartierung der Johannisburger Gegend (Johannisburg und Gr. Kessel, Kumilsko und Bialla) fügte dann im Osten noch ein paar Glieder in die Kette der KAUNHOWEN'schen Aufnahmen. Das Neidenburger Gebiet verlangte damals ein in der Nachkriegszeit bevorzugtes landwirtschaftliches Interesse als Grenzgebiet. Hier wurden von KAUNHOWEN, dem mehrere jüngere Geologen zur Einführung zugeteilt waren, die Blätter Neidenburg, Thurau, Lahna, Kaltenborn und Muschaken kartiert.

Bei allen diesen Kartenarbeiten war es KAUNHOWEN's und, ich darf hier einfügen, auch unserer, seiner gleichzeitig in der Ostmark tätigen Kollegen stetes Bestreben, die Brauchbarkeit der Karten als Unterlage für alle herantretenden praktischen Anforderungen, insonderheit der von mancher Seite angefochtenen agronomischen Bedeutung so wertvoll wie möglich zu gestalten.

Das konnte nur durch ein dichtes Netz der Bohrungen in dem vielfach so buntscheckigen Bodenbilde erreicht werden. Wenn diese so freiwillig erschwerte Arbeit auch nicht im Sinne des von gewisser Seite angestrebten „Flächeschaffens" war, so doch im Sinne einer Werterhöhung der Kartenblätter, die ja doch nur eine einmalige, nicht wiederkehrende Aufnahme erfuhren.

Der Erfolg hat ihm und uns Recht gegeben, wie die ständig gewachsene Anwendung dieser Blätter namentlich für alle die verschiedenen baulichen Aufgaben und Arbeiten bewiesen hat und noch beweist.

Daneben war das wissenschaftliche Ziel von KAUNHOWEN's Kartenaufnahmen, die geologische Analyse und Synthese der oft sehr verwickelten Diluvial-Landschaft zu fördern und namentlich durch die Definition und Verfolgung der Endmoränen, dann später der großen Seebecken mit ihren Terrassen, der Sanderflächen und der Os-Züge ein plastisches Bild vom Werdegang der Eiszeit im Osten zu gewinnen und dieses durch seine geographische Lage und die Grenzabschneidung nach Rußland isolierte Gebiet zum geologischen Anschluß an die westlich angrenzenden Provinzen vorzubereiten.

In einer Anzahl von Aufnahmeberichten hat er hier seine Ergebnisse veröffentlicht. Als die Geologische Landesanstalt der zunehmenden Bedeutung der Moore in der Kartierung Rechnung trug, da kam KAUNHOWEN seine alte Liebe zur Botanik gut zu statten. Eine Bereisung der Emsmoore 1901 und dann die Teilnahme an der Bereisung der Moore in Posen und Ostpreußen 1903 ging den dann

beginnenden Einzelarbeiten als Einführung voraus. Ein Leckerbissen auf diesem Gebiet war für ihn die Kartierung des kleinen *Betula-nana*-Moores bei Neu-Linum in Westpreußen. Ein wichtiges Ergebnis seiner Untersuchungen der Moore im Memeldelta, wo er das bisher noch nicht veröffentlichte Blatt Nemonien aufgenommen hat, war die Feststellung, daß die tiefe Lage des liegenden Torfflözes nicht einer bisher angenommenen allgemeinen Landsenkung zuzuschreiben sei, sondern daß eine örtliche Sackung des unterlagernden Faulschlamm-Gesteins als die Ursache hierfür zu gelten habe.

Die auch an geologisch interessanten Seltenheiten reiche Pflanzenwelt von Ostpreußen hatte ihn, namentlich als er im Bereiche der Borker Heide arbeitete, zusammen mit P. Range zu einer floristischen Veröffentlichung (1906) veranlaßt.

Die um die Jahrhundertwende einsetzende Ausführung neuer Eisenbahnlinien lieferte in ihren zahlreichen Durchstichen ebenso wie die schon oben erwähnte wissenschaftliche Untersuchung der Tiefbohrungen, die in zunehmender Zahl auf Wasser in der Provinz niedergebracht wurden, mannigfache Aufschlüsse. Sie fanden u. a. in der Arbeit über Diluvium, Tertiär und Kreide (1907) ihre Darstellung und Ausdeutung. Wichtig ist u. a. auch der weitere Nachweis des älteren Interglazials mit *Paludina diluviana* in Ostpreußen in der Insterburger Gegend (Siegmanten) geworden, nachdem es Jentzsch bei Tapiau isoliert erstmalig gefunden hatte.

Die von Kaunhowen, Harbort und Hess von Wichdorf in den Bahnaufschlüssen der Neubaustrecke zwischen Kruglanken und der Borker Heide gemachten Funde fossilführender, jungglazialer Schichten des Interstadials haben leider Kaunhowen's Mitarbeit nicht erfahren, was er immer bedauert hat. Er hätte dann die von ihm vertretene regional eingeschränkte Ausbildung dieser Ablagerungen gegenüber der von Hess viel zu sehr ausgedehnten Auffassung zur Veröffentlichung gebracht. Neuere, im Gange befindliche Untersuchungen würden ihm darin beigepflichtet haben.

Auf dieser im Laufe von drei Jahrzehnten durch die Provinz zurückgelegten Aufnahmen-Trace hatte sich Kaunhowen, zumal seitlich an diesem Wege noch überall Spezialarbeiten (Untersuchungen über Wiesenkalke, Steinlager, Torfmoore, Braunkohlen usw.) hinzuwuchsen, ein ganz vorzügliches, geologisches Bild von Ostpreußen erworben, das ihn zu seinem besten Kenner machte. Sein stets sorgfältig ausgewogener Rat wurde daher vielfach von Behörden wie von privater Seite gern eingeholt, sei es für Wasserversorgungen (Lyck, Goldap, Stallupönen), Talsperren (Gr. Bölkau, Gr. Schönau, Siegmanten, Kampischkehnen, Kalkstein, Willgaiten), Blockpackungen, Kalklager (Giballen, Jahannisburg, Neuhausen u. a.) oder Braunkohlen, deren abbauwürdiges Vorkommen er als Horst von Orlau nachwies, sei es die Spezialkartierung von Domänen (Splinterfelde, Holzzelle, Kloster Mansfeld, Heiligenwalde), die drei letzteren im Mansfelder Seekreis gelegen und damit aus dem ostpreußischen Rahmen fallend, Fischhausen, Heiligenwalde und Gütern (Bledau, Ramten, Obushöfchen, Skatiken, Sassupönen, Dietrichsdorf, Januschken u. a.), wozu auch die landwirtschaftliche Lehrfeldkarte von Johannisburg zu rechnen ist. Untersuchungen zum Schutze der durch neuere Sturmfluten stark betroffenen Samlandküste durch Bohrungen wären schließlich noch zu erwähnen.

Der Gang von Kaunhowen's Arbeiten in Ostpreußen erfuhr dann durch den in alle Verhältnisse eingreifenden Weltkrieg eine einschneidende Unterbrechung. Der entstandene Stellungskrieg verlangte eingehende geologische Untersuchungen der verschiedensten Art und schuf die Formation der Kriegsgeolgen. Auch

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGJI

KAUNHOWEN hielt es nicht in der Heimat. Auf seinen Wunsch wurde er im Februar 1917 als Kriegsgeologe eingestellt. Er erhielt als solcher Majorsrang und wurde der Heeresgruppe Woyrsch und dann der Armee-Abteilung von Gronau in Pinsk überwiesen und später zur Abt. 16 nach Slonim abkommandiert. Wasserbeschaffung, Entwässerung von Stellungen, Aufsuchen von Baumaterialien und Untersuchung schon bestehender Betriebe waren zunächst nicht abreißende Aufgaben. Später trat dann als eine durch den Verlust unserer pazifischen Phosphat-Insel Nauru und den Ausfall der Lieferungen aus den uns feindlichen Ländern dringend gewordene Aufgabe dazu, die Gewinnung neuer Phosphatquellen.

KAUNHOWEN hatte bereits im Jahre 1916 auf Veranlassung von Oberost in Litauen im Kreise Wolkowysk die Vorkommen von Krasne-Sjolo und Grodno untersucht. Bei dieser Gelegenheit war er übrigens — ein für ihn unvergeßliches Erlebnis — von Hindenburg zur Abendtafel zugezogen worden und hatte seinen Platz zwischen Hindenburg und Ludendorf erhalten.

Die Untersuchung der Phosphorit-Lagerstätten in Podolien und der Ukraine ergab sich aus deren Eroberung als eine neue, größere und ergebnisreiche Aufgabe, die ihn im Sommer 1918 beschäftigte. In seiner Arbeit über russische Phosphorite (1919) hat er sie als Transgressionskonglomerate gedeutet. Einen Abschnitt über die Phosphate im allgemeinen hat KAUNHOWEN übrigens zusammen mit TIETZE in dem Handbuch von DAMMER & TIETZE 1928 verfaßt.

Der durch die Verräterei der Sozialdemokratie herbeigeführte Umsturz und schmähliche Zusammenbruch unseres Vaterlandes hat ihn, den königstreuen, preußischen Beamten, den alten Soldaten, besonders tief getroffen. Er litt in den Jahren des Niederganges schwer darunter wie alle Patrioten.

Mit heißem Herzen begrüßte er daher das im Jahre 1933 beginnende Morgenrot eines neuen Aufstieges und schloß sich begeistert der neuen Bewegung an.

Eine Untersuchung über einen etwaigen Zusammenhang zwischen Erdbeben und Schlagwetter, die er mehrere Jahre hindurch fortgesetzt hatte, konnte er neben seinen reichlichen sonstigen Arbeiten nicht durchführen, da es unmöglich wurde, die erforderliche Vollständigkeit des Materials zu gewinnen. Er mußte sie daher wieder fallen lassen. Nur ein kürzerer Aufsatz in der Naturwissenschaftlichen Wochenschrift (1907) gibt davon Kunde.

Die kollegiale Pflicht, einen den Werdegang und die wissenschaftlichen Arbeiten und Leistungen verstorbener Kollegen würdigenden Nachruf zu schreiben, hat KAUNHOWEN gegenüber H. POTONIÉ, F. TORNAU, O. TIETZE und L. SCHULTE erfüllt, die ihm als Mitarbeiter und Freunde näher gestanden hatten.

Über weitere einzelne Etappen seines Lebens wäre noch zu sagen, daß er am 1. April 1901 zum Bezirksgeologen, 1906 zum Landesgeologen ernannt wurde und am 18. Mai 1912 das Patent als Professor und 1917 das Eiserne Kreuz 2. Kl. erhielt.

1905 war er zum ordentlichen Mitglied der Gesellschaft Naturforschender Freunde in Berlin erwählt worden.

Am 7. März 1921 hat er sich zum dritten Male verheiratet mit Witwe ANNA CARSTENS geb. SCHLÖSSER. Auch diese Ehe gestaltete sich glücklich für beide Teile. Aber es blieb KAUNHOWEN der Schmerz nicht erspart, auch seine dritte Gattin vor sich in's Grab sinken zu sehen. Sie starb am 21. November 1928.

In diese Zeit fallen ein paar Reisen in die bayrischen Alpen, die ihn noch zu guter Letzt auch das Hochgebirge begeistert kennen lehrten.

Eine andere, ich möchte sagen, Lebensaufgabe erwuchs KAUNHOWEN durch seine Beschäftigung mit der Geologie der Stadt Berlin. Ihre Anfänge liegen weit zurück. Als junger Hilfsgeologe wurde er von G. BERENDT zur Mitarbeit hierfür

herangezogen. Als Berendt einige Jahre darauf in den Ruhestand trat, wurde Kaunhowen 1901 mit der Weiterführung dieser Aufgabe betraut, die aus der Natur der Sache heraus ihren ständigen Fortgang nahm. Die vielfachen Hoch- und Tiefbauten der schnell wachsenden Großstadt stellten stets neue Probleme und lieferten in Bohrungen und Aufschlüssen immer neue wissenschaftliche Ergebnisse. Nicht zuletzt war es dann der Bau des Teltow-Kanals und der Untergrundbahn, die in kilometerlangen, lückenlosen Profilen und in Tausenden von Bohrungen die wertvollsten Aufklärungen über den diluvialen Untergrund Groß-Berlins brachten. Kaunhowen wurde dadurch naturgemäß Sachberater der Berliner Untergrundbahn. Zahlreiche Gutachten über Baugrundfragen, die aus Anlaß dieses Bahnbaues auch von privater Seite angefordert wurden, entstammen Kaunhowen's Feder. Ein großes, nur erst zum kleinen Teil veröffentlichtes geologisches Material, u. a. viele Hunderte von Bohrregistern, waren die Ernte dieser Untersuchungen. In mehreren Abhandlungen und Aufsätzen hat Kaunhowen den jeweiligen Fortschritt in der Erkenntnis zum Ausdruck gebracht. Der mehrfache Nachweis beider Interglaziale (zusammen mit Stoller 1925) ist u. a. ein wichtiges Ergebnis gewesen. An der sich aus allen diesen Arbeiten später zwangsläufig entwickelnden neuen Baugrundkarte von Berlin in 1 : 10 000 hat Kaunhowen nur noch im Anfang mitgearbeitet.

Aus der Beschäftigung mit der Berliner Geologie entstand nach dem Weltkriege auch eine neben der ostpreußischen einherlaufende Kartierungsaufgabe in der Provinz Brandenburg im Spreewaldbereich. Sie führte ihn dann bis in's Muskauer Gebiet, wo er mit der märkischen Braunkohlenformation in dem riesigen Faltenbogen, für dessen jungglaziales Alter er überzeugend eintrat, in Berührung kam.

Zwischendurch war das Jahr 1924 ganz der Kartierung von Gütern gewidmet.

Am 1. Oktober 1925 trat Kaunhowen in den wohlverdienten Ruhestand. Aus diesem Anlaß überreichte ihm das Kollegium als eine Erinnerungsgabe ein Ölbild der Samländischen Nordküste von dem bekannten Berliner Maler Jernberg.

In Ostpreußen hat Kaunhowen noch bis 1930 (Bl. Gardienen) als Ruheständler gearbeitet. Zunehmende Kränklichkeit, die notfalls schnell erreichbare ärztliche Hilfe erforderte, zwang ihn dann, dieses Gebiet zugunsten seiner Berliner Aufnahmen aufzugeben.

Es waren Stunden mancher gemeinsamer Erinnerungen, als Kaunhowen auf seiner letzten Rückreise aus Ostpreußen beim Verfasser dieses in Allenstein im Bahnhofshotel Station machte, in die sich die Wehmut des Abschiedes von seiner geologischen Heimat mischte.

Nachdem er im Jahre 1936 schon einmal die Kartierarbeit hatte aussetzen müssen, nahm er sie 1937 noch wieder auf, um sie dann 1939 ganz abzuschließen. Er hat zuletzt noch die alten, vergriffenen Blätter Spandau (-Charlottenburg), bis auf das Aluvium, und Teltow neu aufgenommen.

Als Steckenpferd hatte Kaunhowen eine Briefmarkensammlung, die er lange vor dem Weltkrieg angelegt und mit leidenschaftlichem Eifer bis an sein Lebensende fortgeführt und zu einer beachtlichen Höhe gebracht hat.

Sein Lebensabend, der sonst umhegt und betreut wurde durch die Liebe seiner Kinder, von denen seine Tochter Charlotte dem Haushalt vorstand, und durch die treue, sorgende Anhänglichkeit seiner Wirtschafterin Hedwig Callies, wurde durch die ständige Abnahme seiner Sehkraft getrübt. Noch ehe der sich entwickelnde

graue Star durch die vorgesehene Operation beseitigt werden konnte, schloß der Tod dem Nimmermüden die Augen.

Er hätte von seinem Leben mit dem Psalmisten sagen können:

„Und wenn es köstlich gewesen ist,
so ist es Mühe und Arbeit gewesen."

Wir aber haben in ihm einen ernsten und erfolgreichen wissenschaftlichen Forscher, einen aufrechten deutschen Mann, einen zuverlässigen, liebenswürdigen Kollegen und einen treuen Freund verloren.

„Aber das heilige Gegengewicht gegen den Menschentod
ist die unsterbliche Freundschaft von aufrechten Männern."

PAUL GUSTAF KRAUSE.

Schriften

1887 Die Gastropoden der Maastrichter Kreide. I. — Diss. Berlin.

1897 Die Gastropoden der Maastrichter Kreide. — Paläontol. Abh., N. F., **4**, 1. Jena.

1897 BERENDT, G., unter Mitwirkung von F. KAUNHOWEN: Der tiefere Untergrund Berlins. — Abh. k. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad., N. F., **28**. Berlin.

1897 KAUNHOWEN, F. & SCHULTE, L.: Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahme der Blätter Babienten, Schwentainen und Liebenberg. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1896, **17**, S. XCVI—CI. Berlin.

1899 Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahme auf Blatt Groß-Stürlack. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. 1898, **19**, CCLXXXI—CCLXXXIV. Berlin.

1899 Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahme von Blatt Rosengarten. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1898, **19**, S. CCLXXXV—CCXCII. Berlin.

1900 GAGEL, C. & KAUNHOWEN, F.: Über ein Vorkommen von senoner Kreide in Ostpreußen. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1899, **20**, S. 227—236. Berlin.

1902 Die russische geologische Landesaufnahme. — Z. prakt. Geol., Jg. 1902, S. 73—79. Berlin.

1905 Bericht über die Aufnahme des Blattes Benkheim. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1902, **23**, S. 716—718. Berlin.

1906 KAUNHOWEN & RANGE: Botanische Mitteilungen aus Masuren. — Schr. phys.-ökon. Ges. Königsberg i. Pr., **47**, S. 250—255. Königsberg.

1906 Die Grundwasserhöhen im Spreetal innerhalb Berlins und Charlottenburgs im Jahre 1905. — Jb. d. Innung Bund d. Bau-, Maurer- u. Zimmermeister z. Berlin, 4, S. 21—28, 1 K. Berlin.

1906 Die Bodenverhältnisse Berlins und seiner nächsten Umgebung. Ingenieurwerke in und bei Berlin. — Festschr. z. 50jährigen Bestehen d. Ver. deutsch. Ing., S. 1—12. Berlin.

1907 KAUNHOWEN, F. & KRAUSE, P. G.: Beobachtungen an diluvialen Terrassen und Seebecken im östlichen Norddeutschland und ihre Beziehungen zur glazialen Hydrographie. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1903, **24**, S. 440—453. Berlin.

1907 Über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahme des Blattes Orlowen im Jahre 1904. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1904, **25**, S. 806—815. Berlin.

1907 Über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahme des Blattes Theerwisch im Jahre 1903. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1904, **25**, S. 829—842. Berlin.

1907 Die Störungen in der Erdkruste während der Zeit vom 1. Januar bis 15. Februar 1907 und 16. Februar bis 31. Mai 1907. — Naturwiss. Wschr., **22** (N. F. **6**), S. 232 ff. Berlin.

1908 Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Blatte Grabowen im Jahre 1905. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1905, **26**, S. 736—739. Berlin.

1909 Das geologische Profil längs der Berliner Untergrundbahn und die Stellung des Berliner Diluviums. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1906, **27**, S. 375—398, 1 Taf. Berlin.

1909 Geologische Untersuchungen in dem Gebiete längs der Bahn Lötzen—Arys—Johannisburg, Ostpreußen. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1906, **27**, S. 418—446. Berlin.

1910 Beobachtungen über Diluvium, Tertiär und Kreide in Ostpreußen. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1907, **28**, S. 224—236. Berlin.

1910 Geologisch-agronomische Karte der Gegend östlich von Johannisburg (Ostpreußen) nebst Erläuterungen. — K. preuß. geol. L.-A., Berlin.

1911 Der Boden Groß-Berlins. — Vortrag, gehalten am 7. 12. 1911 i. Deutsch. Lehrerver. f. Naturk., Zweigver. Groß-Berlin. Berlin.

1912 Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Nemonien, Ostpr. Ein Beitrag zur Geologie der Memelmoore. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1911, **32**, II, S. 285—310, 2 Abb. Berlin.

1912 Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahme des Blattes Königsberg-West. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1911, **32**, II, S. 556—563. Berlin.

1913 Der Bernstein in Ostpreußen. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1913, **34**, II, S. 1—80, Berlin, u. Festschr. XII. allg. deutsch. Bergmannstag Breslau, **1**, S. 1—79. Breslau.

1914 Bericht über die Aufnahme auf Blatt Ponarth. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1912, **33**, II, S. 572—580. Berlin.

1914 Bernstein. In: Die nutzbaren Mineralien usw. v. B. DAMMER & O. TIETZE. — 1. Aufl.: **2**, S. 440—492. Stuttgart 1914. 2. Aufl.: **2**, S. 467—535. Stuttgart.

1914 Zum Gedächtnis HENRY POTONIÉ'S. — Z. deutsch. geol. Ges., **66**, Mber., S. 384—395. Berlin.

1914 Geologische Wirkungen der Sturmflut der Jahreswende 1913/14 auf die Küsten der Ostsee. (Blätter Kranz und Palmnicken.) — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1914, **35**, II, S. 169—176. Berlin.

1914 Nachruf auf FRIEDRICH TORNAU. — Z. deutsch. geol. Ges., **66**, Mber., S. 410—413. Berlin.

1915 Aufnahmearbeiten auf Blatt Lablacken. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1913, **34**, II, S. 707—715. Berlin.

1916 Aufnahmen auf Blatt Lablacken. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1914, **35**, II, S. 637—640. Berlin.

1916 Zum Alter des Bernsteins. — Naturwiss. Wschr., N. F., **15**, S. 176. Berlin.

1917 Geologische Beobachtungen in der Umgebung des oberen Spreewaldes (Aufnahmebericht zu den Blättern Lübben und Lübbenau. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1915, **36**, II, S. 511—526. Berlin.

1919 Über russische Phosphorite. — Z. prakt. Geol., Jg. 1919, S. 71—76 u. 89—93. Halle.

1922 OSKAR TIETZE †. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1920, **41**, II, S. (XXIII—XXX). Berlin.

1923 Die wissenschaftlich neuen Ergebnisse der Aufnahmen der Blätter Grünfließ, Jablonken und Neidenburg. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1921, **42**, S. XXXIX—XL. Berlin.

1923 Diluvium und Tertiär bei Neidenburg in Ostpreußen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1921, **42**, S. 433—439. Berlin.

1924 Über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahme des Blattes Muskau. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**, S. LXXXII—LXXXV. Berlin.

1924 Über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahme des Blattes Jablonken. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**, S. XCI—XCII. Berlin.

1926 KAUNHOWEN, F. & STOLLER, J.: Neuere Aufschlüsse im Berliner Diluvium. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1925, **46**, S. 616—626, 1 Prof. Berlin.

1927 L. A. SCHULTE †. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1926, **47**, S. LVI—LXII. Berlin.

1928 KAUNHOWEN, F. & TIETZE, O.: Phosphat einschließlich Apatit. — (In: „Die nutzbaren Mineralien usw." v. B. DAMMER & O. TIETZE), 2. Aufl., Bd. 2, S. 120—172. Stuttgart.

1931 Die geologischen Verhältnisse des Hochmoores mit *Betula nana* bei Neulinum im Kreise Kulm des ehemaligen Westpreußens. — Beitr. Naturdenkmalpflege, **14**, S. 453—462. Neudamm u. Berlin.

Karten

i. M. 1 : 25 000

Bl. Gr. Schöndamerau	zusammen mit KLEBS u. SCHULTE
Babienten	„ „ SCHULTE
Willenberg	„ „ SCHULTE
Opalenietz	„ „ SCHULTE
Liebenberg	„ „ SCHULTE
Passenheim	„ „ GAGEL
Rosengarten	
Gr. Stürlack	
Drengfurt	
Barten	
Benkheim	zusammen mit BEHR u. FLIEGEL
Orlowen	
Theerwisch	zusammen mit BEHR, KRAUSE u. HESS v. WICHDORF
Grabowen	„ „ HARBORT u. HESS v. WICHDORF
Kranz	
Palmnicken	

Rudau	zusammen mit Hess v. Wichdorf, Meyer u. Tornau
Königsberg-West	
Ponarth	
Postnicken-Ost	
Lablack	
Kumilsko	
Grünfließ	zusammen mit Hülsemann
Jablonken	
Neidenburg	zusammen mit Dietz
Muschaken	„ „ Hülsemann
Thurau	
Kaltenborn	
Gardienen	zusammen mit Scharf
Gr. Schläfken	
Muskau	zusammen mit Isert
Lübben	„ „ Keilhack u. Meyer
Lübbenau	„ „ Keilhack u. Meyer
Straupitz	„ „ Müller
Drebkau	„ „ Wolff
Jessen	„ „ Klautzsch
Burg	„ „ Müller
Spremberg	
Hohenbocka	
Hoyerswerda	
Köpenick	zusammen mit Dietz
Königs Wusterhausen	
Rüdersdorf	
Wernsdorf mit Anteilen von Dietz	
Mittenwalde	
Tempelhof	
Charlottenburg	
Spandau	

Landwirtschaftliche Lehr-Schulkarten i. M. 1:25 000

1910 Geologisch-agronomische Karte der Gegend östlich von Johannisburg (Ostpr.). i. M. 1:100 000

1930 Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Königsberg. Hochschul-Exkursionskarte Nr. 2
Blatt Bialla
Blatt Johannisburg (noch nicht veröffentlicht)

1926 Geologische Übersichtskarte von Deutschland i. M. 1:200 000
Blatt Pillau

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Gaupen

Robert Ganßen †

Am 24. August 1940 ist der Abteilungsdirektor i. R., Professor Dr. Robert Ganssen, im 76. Jahre seines voll erfüllten Lebens heimgegangen. Mit seinem Namen ist die Geschichte des Aufstieges der ehemaligen Preußischen Geologischen Landesanstalt und ganz besonders ihrer chemischen Laboratorien für immer unlöslich verbunden.

Ganssen wurde am 7. März 1865 in Ausleben, Reg.-Bez. Magdeburg, als Sohn eines Landwirtes geboren. Seine Vorfahren verwirklichten ein Ziel, auf das unsere Zeit wieder mit aller Macht hinstrebt, nachdem sie in ihm eine unerläßliche Grundlage unseres Volksdaseins neu erkannt hat: Sie waren Erbhofbauern im wahrsten Sinne des Wortes. Bis ins dreizehnte Jahrhundert können sie ihren Namen zurückverfolgen, wo sie als freie Bauern in der „Goldenen Aue" ansässig waren, jenem fruchtbaren Landstrich Thüringens, der erst hundert Jahre vorher von flämischen Siedlern geschaffen worden war. Der dreißigjährige Krieg hat sie von dort vertrieben; sie wandten sich nordwärts und siedelten sich erneut in der „Magdeburger Börde" an. Der gleiche Hof wurde hier fast 300 Jahre lang von ihnen in ununterbrochener Folge bewirtschaftet. Zuletzt führten sie den Namen Gans, aber 1921 nahm Ganssen diesen schon in früheren Jahrhunderten in seiner Familie üblich gewesenen Namen wieder an.

Ein Mann, der einer solchen Geschlechterfolge entstammt, dessen Vorfahren durch viele Jahrhunderte als freie Herren auf eigener Scholle mit dem Boden verwurzelt waren, ihm ihr Leben und ihre Arbeit gaben und dafür ihren Lohn unmittelbar aus Gottes Hand nahmen, mußte hiervon in seinem Wesen deutlich geprägt und in seiner Arbeit entscheidend beeinflußt erscheinen. Und so trug er nicht nur äußerlich, von hoher, stattlicher Gestalt, blondhaarig, mit geradem Blick des blauen Auges sein Gegenüber scharf erfassend, die ausgesprochenen Kennzeichen des Niederdeutschen. Deutsch im besten Sinne war sein gerader, zuverlässiger Charakter mit dem bis zur Empfindlichkeit feinen Ehrgefühl des freien Mannes. Wie seine Vorfahren in zähem Ringen dem Boden seine Erträgnisse abgewannen, war er ein unermüdlich tätiger Arbeiter auf dem Felde der Wissenschaft, der er seine Kraft und seine Zeit ausschließlich zur Verfügung stellte, und diese Wissenschaft wieder war vorzugsweise die Erforschung des Bodens, immer mit dem Ziele, seiner richtigen Behandlung und seiner Verbesserung als wesentlichem Träger unserer Volksernährung zu dienen.

Ganssen erhielt seine Schulbildung auf dem Realgymnasium in Halberstadt, das er 1883 mit dem Reifezeugnis verließ. Er studierte in Göttingen Chemie, führte seine Doktorarbeit unter Leitung von Tollens im agrikulturchemischen Institut der Universität aus und promovierte im Jahre 1888. Darauf war er ein Jahr lang Assistent an der pflanzenphysiologischen Versuchsstation zu Geisenheim am Rhein, arbeitete dreiviertel Jahr am Landolt'schen Institut in Berlin zur Vertiefung seiner Kenntnisse und nahm am 15. Juni 1890 eine Stellung als Chemiker an der Fabrik chemischer Präparate von Dr. Th. Schuchardt in Görlitz an. Bereits am 1. Oktober desselben Jahres rückte er zum „Ersten Chemiker und wissenschaftlichen Leiter" der Fabrik auf. Es zog ihn aber aus der Gebundenheit des Fabrik-

laboratoriums zu freierer wissenschaftlicher Tätigkeit und von der fabrikmäßigen Herstellung chemischer Präparate zurück zur Arbeit am „Boden". So trat er im März 1891 in das Laboratorium für die geologische Landesuntersuchung in der Geologischen Landesanstalt zu Berlin ein. Es gehörte allerdings einiger Idealismus dazu, die aussichtsreich begonnene Laufbahn in einem angesehenen Betriebe der chemischen Industrie zu verlassen und mit einer Arbeit zu beginnen, die keinerlei Aussicht auf Weiterentwicklung oder Aufstieg zu gewähren schien. Ein Zimmer im entlegensten Teil des Gebäudes, hinter den chemischen Laboratorien der Bergakademie gelegen, von diesen aus über einige Stufen um die Ecke zu erreichen, das war zunächst die Örtlichkeit, wo ihm gemeinsam mit ein oder zwei anderen Chemikern und einem Diener die chemische Bearbeitung der von den kartierenden Geologen gestellten Fragen oblag. Aber auch hier sollte er bald wieder die Führung übernehmen. Im Jahre 1899 wurde er zum Vorsteher des Laboratoriums für Bodenkunde und 1916, mit dem Übergang der Bergakademie an die Technische Hochschule Charlottenburg, zum Leiter sämtlicher chemischen Laboratorien der Geologischen Landesanstalt ernannt; damit stand ihm ein Stab von zehn Chemikern zur Verfügung, den er bis zum Jahre 1925 auf fünfzehn Stellen erweitern konnte. Dank seinem umfassenden Wissen, seiner Fähigkeit, sich auch auf neuen Wissensgebieten rasch und sicher einzuarbeiten, und zielbewußter Leitung ist es ihm gelungen, die verschiedenen analytischen Labratorien zu einer einheitlichen Forschungsstätte zu entwickeln, in der alle mit wissenschaftlicher wie praktischer Geologie irgendwie im Zusammenhang stehenden Fragen sachgemäße Bearbeitung finden konnten, und die sich weithin hoher Beachtung und Anerkennung erfreute. Nach außen hin kam die straffere Zusammenfassung der einzelnen Laboratorien im Jahre 1921 durch Umwandlung in eine „Chemische Abteilung" zur Geltung, deren Direktor GANSSEN fortan war.

Durch seine Ernennung zum Landesgeologen im Jahre 1910 wurde zum Ausdruck gebracht, daß er mit seiner wissenschaftlichen Tätigkeit der geologischen Forschung gedient hatte. 1909 habilitierte er sich an der Technischen Hochschule Charlottenburg für das Lehrfach „Wasser- und Abwasserreinigung", und im gleichen Jahre wurde ihm in Anerkennung seiner wissenschaftlichen Leistungen das Prädikat „Professor" verliehen. An weiteren Auszeichnungen, die ihm für seine Verdienste auf wissenschaftlichem und technischem Gebiet zuteil wurden, sind zu nennen die 1916 erfolgte Verleihung der „Golden Elliott Cresson Medal" durch das Franklin-Institut in Philadelphia, der höchsten Auszeichnung, die dies Institut zu vergeben hat und die von deutschen Chemikern außer ihm m. W. nur noch A. v. BAYER, E. FISCHER und W. NERNST erhalten haben, und schließlich die des Eisernen Kreuzes am weiß-schwarzen Bande im Weltkriege.

Am 1. April 1930 wurde GANSSEN wegen Erreichung der Altersgrenze in den Ruhestand versetzt. Die Ernennung zum Freiwilligen Mitarbeiter erhielt seine Arbeitskraft noch eine Reihe von Jahren der Geologischen Landesanstalt, bis er schließlich durch Krankheit ans Haus gefesselt wurde und sich im weiteren Verlauf derselben zum völligen Verzicht auf wissenschaftliche Betätigung gezwungen sah, was für seinen nimmermüden Geist eine schwere Entsagung bedeutete.

Die Lebensarbeit GANSSEN's erstreckte sich auf drei große Gebiete, nämlich Technik, Landwirtschaft und reine Wissenschaft, und es ist nur natürlich, daß Erkenntnisse, die sich ihm auf einem dieser Gebiete erschlossen, seine Arbeit auf den anderen befruchteten. Sein eigentliches wissenschaftliches Tätigkeitsfeld war die Bodenkunde, aber Wissen und Fähigkeit setzten ihn instand, auch auf den übrigen Arbeitsgebieten der chemischen Abteilung, die sämtlich im Zusammen-

hang mit der geologischen Erforschung standen (Gesteine, Erze, Mineralien, Kohle, natürliche Gase, Wasser, Moor und Schlamm), anregend und fördernd zu wirken.

Die Ableitung von Gesetzmäßigkeiten aus den Ergebnissen zahlreicher Bodenuntersuchungen im norddeutschen Flachlande einerseits und die Studien an natürlichen wie künstlichen Zeolithen andererseits zeigten ihm die überraschende Ähnlichkeit im Verhalten des Bodens wie der Zeolithe gegenüber der Einwirkung von Salzlösungen und führten ihn zu dem Schluß, daß die chemisch wirksamen Bestandteile des Ackerbodens zeolithartige Gebilde sein müßten. Sehr klar erkannte er hierbei von Anfang an, daß die entscheidende Rolle der Tonerde zufällt.

Diese Erkenntnis ermöglicht ihm die Aufklärung der Konstitution natürlich vorkommender Zeolithe, deren einzelnen Arten eine ganz verschiedene Höhe und Geschwindigkeit des Basenaustausches mit Salzlösungen eigentümlich war. Er führte dies auf die verschiedene Bindung der Basen zurück. Diese treten einmal in Form von Aluminatsilikaten auf, die sie an die Tonerde gebunden enthalten und sie binnen kurzer Zeit sehr leicht austauschen. Diese Körper sind im größten Teil der untersuchten Zeolithe Desmin, Stilbit und Chabasit enthalten, und ihnen ähnlich verhalten sich die zeolithartigen Verbindungen der Ackererde. Eine zweite Gruppe bilden die Tonerdedoppelsilikate, die die Basen an Kieselsäure gebunden enthalten und sie nicht direkt austauschen, wohl aber nach dem Erwärmen mit Natronlauge und damit erfolgter Umwandlung in Aluminatsilikate. Sie befinden sich neben diesen in den obengenannten natürlichen Zeolithen und in den oberen verwitterten Bodenschichten. Die dritte Gruppe läßt sich mit Natronlauge weder durch einfaches Erwärmen, noch durch Erhitzen unter Druck auf 180—190° in austauschende Silikate umwandeln. Ganssen schreibt dies einer dreifachen Bindung der Tonerde durch die Kieselsäure zu. Hierher gehören Natrolith und Analcim.

Eine Bestätigung dieser Auffassung vom inneren Aufbau der natürlichen Zeolithe lieferte er durch Herstellung künstlicher Produkte von gleicher Zusammensetzung und ganz analogem Verhalten. Er stellte Aluminatsilikate her, indem er erst Tonerde in einem Überschuß von Alkali löste (Alkalialuminatlösung) und diese auf Kieselsäurehydrat, Kieselsinter, Infusorienerde u. a. wirken ließ. Schon nach kurzem Kochen zeigt ein Anschwellen bzw. Steifwerden der Mischung die vollzogene Bildung an. Tonerdedoppelsilikate gewann er durch Einwirkung einer Alkalisilikatlösung (Wasserglas), die möglichst wenig freies Alkali enthielt, auf Tonerdehydrat. Entscheidend für das Endprodukt ist also, ob das Alkali zunächst an Tonerde oder an Kieselsäure gebunden wird.

Diese Einsicht in die Doppelnatur der Zeolithe setzte ihn instand, technisch wertvolle Körper mit raschem und vollkommenem Austauschvermögen (Permutite) herzustellen. Schon Rümpler hatte 1901 versucht, künstliche zeolithartige Verbindungen für einen technischen Zweck, nämlich die Reinigung der Melasse bei der Zuckerfabrikation, zu gewinnen. Da er aber nach seinem Verfahren Tonerdedoppelsilikate erhielt, die nur träge und unvollkommen austauschen, blieb der gewünschte Erfolg aus. Lemberg hatte zwar bei seinen in den neunziger Jahren angestellten Versuchen offenbar Aluminatsilikate in den Händen, denn er verwandte Wasserglas und Kaliumaluminatlösungen, aber durch den zu großen Überschuß an Alkali wurde ein Teil der Silikate in Lösung gehalten und die Ausbeute um 40—50 % verringert. Außerdem war das Produkt von schleimiger Beschaffenheit und daher zur technischen Verwendung ungeeignet.

Das Bestreben, Permutite für die Technik auf möglichst einfache Art und besonders aus leicht zu erlangenden preiswerten Rohmaterialien herzustellen, veranlaßte GANSSEN, dies auf trockenem Wege zu versuchen. So wurden Kaolin oder Feldspat mit Quarz und Soda in wechselnden Verhältnissen zusammengeschmolzen. Nach dem Ausziehen der Schmelze mit Wasser blieben die Aluminatsilikate ungelöst zurück. Er schmolz z. B. 3 Gewichtstl. Kaolin mit 3 Gewichtstl. Quarz und 12 Gewichtstl. Soda zusammen; das sind 1,2 Gewichtstl. Tonerde, 4,4 Gewichtstl. Kieselsäure und 7,0 Gewichtstl. Natron oder in Molekülen ausgedrückt: 1,2 Al_2O_3, 7,3 $Si\,O_3$ · 11,3 Na_2O. Nach dem Ausziehen mit Wasser verblieb ein Aluminatsilikat von der Zusammensetzung 1,00 Al_2O_3 · 3,14 $Si\,O_2$ · 1,03 Na_2O · 5,00 H_2O, das sogar noch etwas besser austauschte als die durch gegenseitige Fällung gewonnenen Verbindungen. Eine ganz ähnliche Substanz erhielt er durch Zusammenschmelzen von 10 Gewichtstl. Orthoklas und 20 Gewichtstl. Soda; das sind 1,8 Gewichtstl. Tonerde, 6,5 Gewichtstl. Kieselsäure, 1,7 Gewichtstl. Kali und 11,7 Gewichtstl. Natron oder molekular 1,8 Al_2O_3 · 10,8 $Si\,O_2$ · 20,8 $K\,NaO$. Allein diese Aluminatsilikate waren von schleimiger, daher schwer durchlässiger und für technische Zwecke wenig brauchbarer Beschaffenheit. Diesen Nachteil beseitigte GANSSEN, indem er den Kieselsäurezusatz so weit erhöhte, daß alles Natriumkarbonat in Natriumsilikat umgewandelt wurde. Hierzu schmolz er 3 Gewichtstl. Kaolin, 6 Gewichtstl. Quarz und 12 Gewichtstl. Soda zusammen, das sind 1,2 Gewichtstl. Tonerde, 7,4 Gewichtstl. Kieselsäure und 7,0 Gewichtstl. Natron oder molekular 1,2 Al_2O_3 · 12,3 $Si\,O_2$ · 11,3 Na_2O. Nach dem Auswaschen mit Wasser verblieb eine kompakte Masse von blätteriger Struktur und der annähernden Zusammensetzung 1 Al_2O_3 · 4 $Si\,O_2$ · 1 Na_2O. Dieses Produkt genügte in bezug auf chemische wie physikalische Beschaffenheit und leichte Zugänglichkeit preiswerter Rohmaterialien allen Anforderungen der Technik.

Von besonderer Wichtigkeit bei jeder technischen Ausnutzung des Basenaustauschvermögens der Aluminatsilikate ist, daß sie sich durch Filtration entsprechender Salzlösungen in Betriebspausen leicht und vollständig regenerieren lassen, um zu neuer Verwendung bereitzustehen.

Je nach dem Verwendungszweck können die erschmolzenen Alkalipermutite durch Filtration entsprechender Salzlösungen in solche der Erdalkalien oder auch von Schwermetallen umgewandelt werden. Weiter lassen sich die verschiedenen Salze ein und derselben Säure gewinnen, indem man ein leicht erhältliches Salz dieser Säure durch ein Aluminatsilikat filtriert, das die gewünschte Base in austauschbarer Form gebunden enthält.

Die Patente auf Herstellung und Verwendung von Permutiten, deren erstes in das Jahr 1906 fällt, lauteten zunächst auf den Namen GANSSEN's, dann der Firma Riedel in Berlin, die den Permutit und die zu seiner Anwendung erforderlichen Apparate im Großen für die Technik herstellte, und schließlich der aus ihr hervorgegangenen Permutit-A.-G.

Das erste Anwendungsgebiet war nach Vorgang von RÜMPLER das der Reinigung der Melasse. Diese wurde durch Filtration mittels Kalziumpermutit von ihrem Kali- und Natrongehalt befreit, so daß das Filtrat sofort zu kristallisieren begann und sich bald zu einem Kristallbrei verdickte.

Das zweite große, an Umfang und Wichtigkeit in technischer wie hygienischer Beziehung wohl bedeutendste, war die Behandlung von Trink- und Gebrauchswasser. In erster Linie handelte es sich um die vollkommene Enthärtung des Wassers, indem die Kalzium- oder auch Magnesiumsalze aus ihm

mittels Filtration durch Alkalipermutit entfernt wurden, der umgekehrte Vorgang wie bei der Melassereinigung.

Weiter ist häufig ein zu hoher Eisen- oder Mangangehalt im Wasser störend; namentlich dies letzte Element kann Grundwasser vollständig ungenießbar machen, wie große Kalamitäten in der Trinkwasserversorgung z. B. von Breslau, Glogau, Bernburg u. a. im Anfange dieses Jahrhunderts zeigten. Zur Beseitigung von Eisen und Mangan bedient man sich nicht der austauschenden Wirkung des Permutits, sondern der oxydierenden Wirkung eines Manganoxydpermutites, den man aus Natriumpermutit durch Umsetzung mit einem Mangansalz und nachfolgende Behandlung mit Kaliumpermanganat erhält. Es gelang Ganssen, mit dieser Art der Wasserreinigung gleichzeitig auch eine Entkeimung zu erzielen. Auch hier ist eine leichte Regeneration des Filters möglich, indem eine dünne Permanganatlösung darübergeleitet wird.

Für manche Zwecke muß das Wasser frei von Sauerstoff sein, dessen Entfernung durch Filtration über Kobaltpermutit unter Zusatz von Natriumsulfit gelang. Auch Nickelpermutit ist hergestellt worden und hat sich als Kontaktkörper bewährt.

Schließlich sei noch die Entfernung von sauer oder basisch reagierenden Stoffen aus dem Wasser und die Herstellung von Wässern bestimmten Salzgehaltes, z. B. an kohlensaurem und schwefelsaurem Natron, nach dem Permutitverfahren erwähnt.

Eine ganze Reihe weiterer Patente Ganssen's auf verschiedenen Gebieten des Wirtschaftslebens geben Zeugnis von seiner rastlosen und vielseitigen Tätigkeit. Es sind da zu nennen ein phosphorfreier Zündsatz für Streichhölzer (1903), eine Sparseife (1918), ein im Boden allmählich löslich werdender Humus-Mineraldünger (1920), die restlose Entschwefelung von Ölschieferrückständen, um sie für Ziegelsteine und Tempermaterial brauchbar zu machen (1921), die Brikettierung von Rohbraunkohle (1921/22), die Verstärkung der Farbkraft von Tinten (1922) u. a. m.

Wie auf technischem, so bildete auch auf wissenschaftlichem Gebiet das Studium der Zeolithe, ihrer Konstitution und Eigenschaften, den Ausgangspunkt der Arbeit Ganssen's. Es war, wie gesagt, vordringlich die Wissenschaft vom Boden, der er seine Arbeitskraft widmete, und die mannigfachen weitgehenden Analogien zwischen einigen natürlich vorkommenden Zeolithen und den im Laboratorium hergestellten Stoffen von entsprechendem Aufbau und Verhalten einerseits und den Lebensäußerungen der chemisch wirksamen Bodenbestandteile andererseits führten ihn dazu, in diesen zeolithartige Gebilde zu erblicken. Es wurde in der Folge üblich, von „Bodenzeolithen" zu sprechen, eine Bezeichnung, die sich bis heute erhalten hat, und auch Ganssen neigte begreiflicherweise zunächst dazu, der Rekonstruktion von Zeolithen im Boden nachzugehen. Indessen hat er dieser Frage stets geringere Bedeutung beigemessen und als eigentliche Aufgabe seiner Forschung das Studium der Vorgänge im Boden angesehen, der Gesetzmäßigkeiten ihres Ablaufes und der daraus sich ergebenden Möglichkeiten, ihn zu steuern.

Bezüglich der Entstehung der reaktionsfähigen Bodenkörper ließ er, im Gegensatz zu einer Reihe späterer Forscher, die nur die eine oder andere Möglichkeit gelten lassen wollten, der Natur ihre Freiheit und rechnete sowohl mit einer Neubildung aus Verwitterungslösungen, wie mit einem Abbau der Gesteinsmineralien durch fortschreitende Hydratation.

In der Folgezeit entspann sich eine lebhafte Diskussion über die Frage, ob die aktiven Bodenkörper als chemische Verbindungen oder als Gemische von

Tonerde- und Kieselsäuregelen aufzufassen seien, die mittels ihrer Oberflächenkräfte die Basen adsorptiv festhalten. Ganssen hat diese Frage eingehend studiert und ist zu dem Schluß gekommen, daß nur die Annahme chemischer Verbindungen oder, wie er sich später einmal in gleichem Sinne mit anderen Worten ausdrückte, „molekular gemischter Gele" allen Erscheinungen im Boden gerecht zu werden und seine hervorstechenden Eigenschaften hinreichend zu erklären vermöge. Er mißt dieser Frage jedoch untergeordnete Bedeutung bei und ist weit entfernt davon, anderen seine Ansicht aufwingen zu wollen, hält vielmehr nach wie vor die Gesetzmäßigkeit des Ablaufes der Vorgänge im Boden, ihr Studium und ihre Auswertung, für das Grundanliegen bodenkundlicher Forschung.

Entsprechend seiner Auffassung konnte er die Ergebnisse seiner Forschung, die sich naturgemäß in erster Linie der chemischen Analyse bediente, auch nur im Bild von Atomen und Molekülen darstellen und diese ins Verhältnis zueinander setzen, wie es von den Chemikern seit jeher gehandhabt wurde und heute noch üblich ist, auch in der Chemie der Verwitterungssilikate. Hierbei hat er aber, wie oben angedeutet, stets in den Vordergrund gestellt, daß die entscheidende Rolle der Tonerde zufällt, als dem wesentlichen und beherrschenden Bestandteil der Aluminatsilikate, während er der Kieselsäure des Verwitterungskomplexes geringere Bedeutung beimaß. Er schaltete hierbei — nur rein rechnerisch — den Anteil der Tonerde aus, dem nicht wenigstens drei Mol Kieselsäure zur Verfügung standen. Hierzu war er auf Grund eines umfassenden Analysenmaterials jedenfalls berechtigt, und selbstverständlich hätte er ebenso gut jede andere Zahl in die Rechnung einsetzen könen, wenn es die Erfahrung eben verlangt hätte.

Ganssen hat, wie alle anderen Chemiker unter den Bodenkundlern auch, die großen Schwierigkeiten nie verkannt, die sich einer chemischen Erfassung des Bodens entgegenstellen, dieses komplizierten Produktes der Gesteinsverwitterung, das dauernden Veränderungen unterworfen ist, gewissermaßen lebt, und an dessen Lebensvorgängen auch organische Stoffe und Organismen mannigfacher Art beteiligt sind. Aber andererseits war er sich auch vollbewußt, daß der Chemiker nie aufhören wird, bei der Erforschung des Bodens ein gewichtiges Wort mitzusprechen, und seine Arbeiten, die eine Unzahl von Fragen aufgreifen, um entweder eine glaubhafte Lösung oder eine Anregung zu ihrer Weiterverfolgung zu geben, rechtfertigen seinen Standpunkt durchaus.

Als analytische Methode übernahm er zunächst den Auszug mit kochender konzentrierter Salzsäure, dessen Einführung in das Laboratorium der Landesanstalt das Verdienst von Laufer und Wahnschaffe war und an dessen Überprüfung und Verbesserung hier und an vielen anderen Orten ständig weitergearbeitet wurde. Hinsichtlich seiner problematischen Natur pflegte er zu sagen: „Jeder Laie staunt zunächst, daß wir den Boden mit Salzsäure behandeln, um sich dann zu wundern, daß wir ihm danach doch eine ganze Menge sagen können", und ich muß gestehen, daß es mir genau so ergangen ist, als ich vor 20 Jahren, von der Militärchemie kommend, mich mit den hiesigen Methoden befreunden sollte. Ein Blick in das Fachschriftentum bis in die letzten Jahre hinein zeigt, daß seine Auffassung auch heute noch zu Recht besteht. Einseitigkeit war aber auch auf diesem Gebiete nicht seine Art, er betonte im Gegenteil immer wieder, daß man dem komplizierten Bodenkomplex nur mit weitgehend differenzierten Methoden beikommen könnte. Sein ständiger Kampf gegen eine schematische Übertragung der für Gesteinsuntersuchungen angebrachten Bauschanalyse auf

die Bodenuntersuchung ist ja bekannt. Schon auf der Münchener Tagung 1914 wandte er sich scharf hiergegen, wobei er namentlich die Unterstützung von Ramann, Hissink und v. 'Sigmond fand. Vielmehr hielt er eine sinnvolle und kritische Auswahl der chemischen Analyse und ihre Anpassung an Material und Zweck der Untersuchung für unerläßlich und verwandte Aufschlußmittel verschiedenster Stärke, von Schwefelsäure bei 220 ° und unter Druck über kochende konzentrierte Salzsäure und Säuren mannigfacher Konzentration, Einwirkungsdauer und Hitzegrade bis hinab zu Salzlösungen, denen hydrolytische Spaltung schwach saure oder schwach basische Natur verleiht.

Das Ziel seiner wissenschaftlichen Beschäftigung mit dem Problem „Boden" war, Einblick zu gewinnen in seine Entstehung und Ausbildung in ihrer Abhängigkeit vom Muttergestein und den mannigfachen äußeren Einflüssen, die den Aufbau, den Chemismus, die Lebensäußerungen seiner reaktionsfähigen Bestandteile beherrschen, weiter in die Veränderungen, denen der Boden je nach den obwaltenden, natürlichen oder menschlichen Einflüssen unterworfen ist, also in seine Dynamik, und schließlich in die Gesetzmäßigkeiten, die alle diese Vorgänge beherrschen. Wenn man die hierbei von ihm geleistete Arbeit überschaut, ist man erstaunt über die Fülle der einzelnen Beobachtungen und Gedanken, die Stein um Stein in den Bau einfügen, der doch immer noch seiner Vollendung harrt.

Mit dem leichtlöslichen Bodenanteil war Ganssen überzeugt, zugleich den im Laufe der nächsten Jahrzehnte für die Pflanzen verfügbar werdenden Gesamtnährstoffvorrat zu erfassen, wozu also z. B. auch die salzsäurelöslichen, leicht zersetzlichen Mineralien (Leucit, Nephelin u. a.) zu rechnen sind. Seine Hoffnung jedoch, darüber hinaus auch über Einzelfragen der Düngebedürftigkeit Aufschluß zu erhalten und Düngeversuche danach einrichten zu können, hat sich nicht erfüllt. Trotzdem werden die Ergebnisse einer differenzierten Analyse des Bodens auch für seine Beurteilung vom landwirtschaftlichen Standpunkt aus stets wertvolle Hinweise zu geben vermögen; bei ganz besonders armen Böden stellt sie überhaupt die einzige Möglichkeit dar, sich ein Urteil über ihren Zustand zu bilden.

Die Frage der „Bodenazidität" fand in ihrer ganzen Entwicklung von Anbeginn sein regstes wissenschaftliches und tätiges Interesse, wobei er allerdings nicht in den häufig begangenen Fehler verfiel, in ihr den allein oder überwiegend entscheidenden Faktor in den Beziehungen zwischen Boden und Pflanze zu sehen.

Im letzten Jahrzehnt seines Wirkens waren es namentlich zwei Gebiete, die sein wissenschaftliches Interesse vorzugsweise fesselten, nämlich die Gesetzmäßigkeiten der Nährstoffbindung und der Chemismus der Gesteinsverwitterung, deren verschiedenartige Auswirkungen er in klassisch einfacher und überzeugender Form dargelegt hat. In beiden Richtungen bringen seine Arbeiten einen wesentlichen Fortschritt, wenn natürlich auch das letzte Ziel, die völlige Aufklärung aller bestehenden Bindungen und Abhängigkeiten, unmöglich erreicht werden konnte und manches durch fortschreitende Erkenntnis und Verfeinerung der Methoden eine Verbeserung erfahren wird.

Besondere Bearbeitung erfuhr das „Lößproblem", ein Spezialgebiet, zu dessen Aufhellung schon von vielen Seiten Mühe und Arbeit aufgewandt und wertvolle Beiträge geliefert wurden, auf dem es aber trotzdem noch immer nicht möglich ist, in jedem Falle die sich aufdrängenden Fragen eindeutig zu beantworten.

In einer letzten umfangreichen Arbeit hat er dann noch neue Wege zur Auswertung von Bodenanalysen gewiesen, wenn leicht zersetzliche, schon durch verhältnismäßig schwache Säuren aufschließbare Gesteine das Ausgangsmaterial bilden; seine darin gegebenen Anregungen haben sich schon mehrfach als fruchtbar erwiesen.

Wie schon wiederholt angedeutet, war sich GANSSEN bewußt, mit seiner wissenschaftlichen Arbeit am Boden nicht nur vertiefter Erkenntnis den Weg zu bahnen, sondern darüber hinaus auch seiner landwirtschaftlichen Nutzung zu dienen. Denn je besser wir alle die Dynamik des Bodens beherrschenden Momente kennen, um so zweckmäßiger werden wir ihn zu pflegen und zu verbessern imstande sein. Allerdings machte er hierbei stets den auch heute noch vollgültigen Vorbehalt, daß ohne Düngungsversuche die Düngebedürftigkeit eines Bodens nie einwandfrei zu ermitteln sei. Dieser Gesichtspunkt blieb auch dann maßgebend, wenn er zur Ergänzung der verschiedenen chemischen Methoden solche heranzog, die von Hause aus auf bloße Ermittelung des Düngebedürfnisses abgestellt waren, wie die von NEUBAUER, LEMMERMANN-FRESENIUS u. a., sowohl zur Nutzanwendung wie zur wissenschaftlichen Weiterarbeit. Sie waren ihm dabei nicht Selbstzweck, sondern blieben immer der geologischen Seite seiner Forschung, der „Wissenschaft vom Boden", untergeordnet.

Um die Verbindung zwischen Erforschung und Nutzung des Bodens weiter zu festigen und praktische Auswertung theoretischer Erkenntnisse zu fördern, zog er Diplom-Landwirte in den Kreis seiner Mitarbeiter. Von ihrer Mitwirkung versprach er sich Förderung und Bereicherung für beide Seiten, für die wissenschaftliche Erforschung des Bodens wie für die Nutzung des Ackers. Überhaupt war er bestrebt, für die Pflege von Sondergebieten seiner Wissenschaft stets solche Mitarbeiter heranzuziehen, bei denen er besonderes Interesse und eine besondere Eignung hierfür voraussetzen zu können glaubte.

Bei der Vielseitigkeit von GANSSEN's wissenschaftlicher und praktischer Betätigung ist es nicht verwunderlich, daß er häufig von Gerichten wie von privater Seite als Gutachter herangezogen wurde, wenn es sich um den Boden, seine Leistung und seine möglichen Schädigungen handelte. Sein umfassendes Wissen, sein sicherer Blick für das Wesentliche, seine exakte und gewissenhafte Arbeitsweise und nicht zum mindesten seine streng rechtliche Objektivität gaben hierbei den Ausschlag. Kennzeichnend für die Wertschätzung, deren er sich nach außen erfreute, ist der Ausspruch des Vertreters einer der namhaftesten Firmen Deutschlands, der mir erklärte, sie hätten sich gerade an GANSSEN um ein Gutachten gewandt, weil er nach ihrer Ansicht der bedeutendste der zur Zeit lebenden Bodenkundler sei. GANSSEN selbst war zwar kein Freund von solchen Superlativen, aber diese Kennzeichnung bestätigt, daß wir ihn mit Recht zu den überragenden Vertretern seines Faches zählen können.

Nach diesem allen sehen wir in GANSSEN den Mann, der ausschließlich seiner Wissenschaft und ihrer Anwendung lebte, den dabei eine staunenswerte Arbeitskraft, peinlichste Gewissenhaftigkeit und ein nimmermüder Fleiß durch sein ganzes Leben geleiteten. Mit tiefem sittlichen Ernst hat er gearbeitet und geforscht, restlos hingegeben an seinen Beruf, und nichts konnte ihn daher auch an dem irre machen, was sein Geist sich errungen hatte. Damit war er keineswegs intolerant gegenüber der Auffassung anderer, vielmehr stets bereit, sachliche Einwände zu prüfen, häufig unter beträchtlichem Aufwand wissenschaftlicher oder experimenteller Arbeit, und auch die entsprechenden Folgerungen zu ziehen,

wenn er ihre Berechtigung anerkannte; seine Arbeiten liefern mancherlei Beispiel hierfür.

Bemerkenswert war bei allen Auseinandersetzungen, daß er sich streng an den Gegenstand hielt und jede persönliche Bemerkung peinlichst vermied. Von anderer Seite ist dies nun allerdings nicht immer in gleichem Maße geschehen, es ist ihm wiederholt, bis in die letzte Zeit hinein, persönliche Kränkung nicht erspart geblieben. Er pflegte sie mit dem Bemerken abzutun, daß es doch um die sachliche Zurüstung von Leuten schlecht bestellt sein müßte, die ihre Zuflucht zu persönlicher Herabsetzung nehmen müßten. Ein näheres Eingehen lehnte er schon deshalb ab, um den Urhebern nicht den Gefallen der Weiterverbreitung zu tun. Überdies lehrte ihn die Geschichte der Wissenschaft und der Chemie im besonderen mit voller Deutlichkeit, daß Zustimmung oder Ablehnung seitens der Zunft- und Zeitgenossen nicht unbedingt ausschlaggebend für Richtigkeit oder Unbrauchbarkeit eines Forschungsergebnisses sind. Andererseits war er selber von jeder Überheblichkeit weit entfernt und sich der Problematik des gesamten menschlichen Forschens, einschließlich der eignen Arbeiten, wohl bewußt. Dies hat er mir gegenüber klar zum Ausdruck gebracht, und die gerade Folge dieser Auffassung war eben eine vornehme Zurückhaltung gegenüber der Arbeit jener, deren Ergebnisse ihm wohl nicht richtig erschienen, die er aber nie mit herabwürdigenden Ausdrücken bedachte oder gar lächerlich zu machen suchte. Er nahm in dieser Beziehung etwa den gleichen Standpunkt wie G. W. Robinson ein, der sich in seiner Neuauflage der „Böden" auch zu der persönlichen „Perspektive" bekennt, unter der allein er das „Bild vom Boden" sehen könne.

Man hat Ganssen gelegentlich den Vorwurf der Einseitigkeit gemacht. Wenn man sein Lebenswerk recht betrachtet, ist man jedoch im Gegenteil überrascht durch die Vielseitigkeit seiner Interessen. Allerdings muß zugegeben werden, daß sich durch seine bodenkundliche Forschung wie ein roter Faden der Gedanke von der Abhängigkeit sehr vieler Eigenschaften und Lebensäußerungen des Bodens von seinem Gehalt an leichtlöslicher Tonerde hindurchzieht. Die experimentelle Grundlage für diese Auffassung ist er aber m. E. nicht schuldig geblieben. Und wer trotzdem glaubt, darin eine gewisse Einseitigkeit erkennen zu sollen, der sei an das Wort eines anderen Mannes erinnert, der auch seine Lebensarbeit dem Boden gewidmet hatte, allerdings in anderer Weise — A. Damaschke sagt: „Wer wirklich unsere Entwicklung ein Stück vorwärts bringen will, der scheue auch nicht den Vorwurf einer gewissen Einseitigkeit. Fürchte dich nicht, der Mann e i n e s Gedankens genannt zu werden, denn wisse, wenn du einen Gedanken wirklich hast, dann hast du in der Regel gerade einen Gedanken m e h r als die meisten deiner Spötter."

Im persönlichen Verkehr war Ganssen von großer Liebenswürdigkeit, aber auch von starker Zurückhaltung. Er war nicht eigentlich eine gesellige Natur, wie sehr viele Menschen, die nur ihrer Wissenschaft leben, dabei von einer Bescheidenheit, wie sie ja allgemein Leuten eigen sein soll, die wirklich etwas wissen und können. Für ihn war immer „Arbeitstag", und die einzige Erholung, die er sich gönnte, war die alljährliche Sommerreise mit seiner Familie, deren liebstes Ziel ihm stets Berchtesgaden gewesen ist.

So steht sein Bild vor uns als eines Mannes von unwandelbarer Lauterkeit des Charakters und der Gesinnung, dem Leben und Arbeiten eins war, und der uns ein großes Erbe an wissenschaftlichem Gedankengut hinterlassen hat; wenn wir sein Andenken in Ehren halten, ehren wir uns nur selbst.

K. Utescher

Schriften

1905 Die Bedeutung der Nährstoffanalyse in agronomischer und geognostischer Hinsicht. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1902, **23**, S. 1—69.

1908 Zeolithe und ähnliche Verbindungen, ihre Konstitution und Bedeutung für Technik und Landwirtschaft. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1905, **26**, S. 179—211.

1909 Konstitution der Zeolithe, ihre Herstellung und technische Verwendung. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1906, **27**, S. 63—94.

1907 Die Reinigung der Zuckersäfte von Kali und Natron vermittels Aluminatsilikaten. — Z. Ver. deutsch. Zuckerind., **57**.

1907 Reinigung des Trinkwassers von Mangan durch Aluminatsilikate. — Chem.-Ztg., **31**, S. 355—356.

1910 Die Mangangefahr bei der Benutzung von Grundwasser zur Trinkwasserversorgung und deren Beseitigung. — Chem. Ind., **33**, S. 48—51 u. 66—69.

1911 Die hygienische Bedeutung der Wasserreinigung durch Permutite. — Deutsche Vjschr. öff. Gesundheitspfl.

1915 Zur Frage der chemischen oder physikalischen Natur der kolloidalen wasserhaltigen Tonerdesilikate. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1913, **34**, 2, S. 242—282.

1915 Die Charakterisierung des Bodens nach der molekularen Zusammensetzung des durch Salzsäure zersetzlichen silikatischen Anteiles (der zeolithischen Silikate). — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1914, **35**, 1, S. 219—255.

1920 Kann man die Düngebedürftigkeit des Ackerbodens auf Grund des Salzsäureauszuges erkennen? — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., **1**, S. 3—39.

1922 Die klimatischen Bodenbildungen der Tonerdesilikatgesteine. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., **4**, S. 1—34.

— Die Entstehung und Herkunft des Löß. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., **4**, S. 35—46.

1924 Worüber klärt uns der Salzsäure-Auszug der Böden in bodenkundlicher und agrikulturchemischer Hinsicht auf? — C. R. IIIème Conf. agropédol. Prague, **1922**, S. 221.

— Molekularverhältnis, Bodenreaktion und Düngebedürftigkeit. — Int. Mitt. Bodenk., **14**, S. 158—170.

1926 Ganssen, R. & Mitarb.: Der Einfluß des Kalkgehaltes und der Azidität des Bodens auf das Wachstum der Holzarten im norddeutschen Flottlehmgebiet. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., **5**, S. 1—17.

— Austauschvorgänge und Zusammensetzung unserer Marschböden. — Actes IVème Conf. int. Pédol. Rome **1924**, S. 428—433.

1926, 1927 Ganssen, R. & Mitarb.: Die Bestimmung der Bodenreaktion. — Z. Pflanzenern., Düng. u. Bodk., **A 8**, S. 332—344.

1928 Bodenprobleme. — Sber. preuß. geol. L.-A., **3**, S. 177—183.

— Gesetzmäßigkeiten im Boden. — Proc. and Pap. Ist int. Congr. Soil — Scie., Washington, **2**, S. 413—421.

1929 Ganssen, R. & Mitarb.: Die Untersuchung des Verwitterungskomplexes des Bodens und die Bewertung der Ergebnisse. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., 8, S. 1—19.

— Ganssen, R. & Mitarb.: Die Gesetzmäßigkeiten der Leichtlöslichkeit von Phosphorsäure und Kali im Mineralboden. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., 9, S. 1—14.

1930 Ganssen, R. & Mitarb.: Die Bestimmung des Muttergesteins und der früheren Verwitterungsart der Böden vermittels der Zusammensetzung der kaolinischen Silikate. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., **10**, S. 1—24.

1934 Ganssen, R. & Utescher, K.: Die Auswertung der Untersuchungsergebnisse der Tonschiefer- und Grauwackenböden von Madfeld und Brilon. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., **20**, S. 3—31.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · BIBLIOTHEK · DANZIG



Adolf Wildvang

Dodo Wildvang †

Am 14. November 1940 starb in Emden der freiwillige Mitarbeiter der Reichsstelle für Bodenforschung Dr. h. c. Dodo Wildvang

Innerhalb der kurzen Frist eines Jahres ist mit ihm nach Dr. h. c. Schütte-Oldenburg und Dr. h. c. Krüger-Wilhelmshaven der dritte der Forscher aus dem Leben geschieden, welche sich die geologische Untersuchung unserer deutschen Nordseemarschen zur besonderen Lebensaufgabe gemacht oder diese — wie Krüger — unter vollem Einsatz ihrer Mittel und ihrer Stellung außerordentlich gefördert hatten. In der deutschen Marschengeologie ist damit ein Zeitabschnitt beendet, der auf das engste mit den Namen dieser drei Forscher verknüpft war. Sie haben umfassende Grundlagen gelegt und die Richtung gewiesen, in der ihre Nachfolger weiter arbeiten müssen.

Wildvang war ein Sohn der ostfriesischen Erde. Am 24. September 1873 wurde er in Groß-Midlum im Landkreise Emden als Sohn des Zimmermanns Klaas Wildvang geboren. Nach dem Besuch der Dorfschule entschied er sich für den Lehrerberuf. Von 1890—1894 erhielt er seine Ausbildung auf der Präparandenanstalt und dem Seminar in Aurich. Seine erste Stelle war in Stapelmoorerheide, jedoch vertauschte er sie schon nach einem halben Jahr mit einer solchen als Elementarlehrer an der Lateinschule in Leer, wo er 4 Jahre wirkte. 1998 kam er nach Uplevard in der ostfriesischen Marsch nordwestlich von Emden. Am 1. August 1925 wurde er Konrektor in Borssum. Wegen eines Gehörleidens trat er aber schon am 1. Oktober 1925 in den Ruhestand, den er in Emden verlebte, sich ganz seinen heimatkundlichen und besonders geologischen Forschungen widmend. Ein Krebsleiden, das er durch eine Operation schon behoben glaubte, brachte ihm den Tod.

Schon in Uplevard, mitten in der ausgedehnten Marschenlandschaft zwischen Dollart und Leybucht, begann Wildvang sich in seiner Freizeit mit heimatgeologischen Arbeiten zu beschäftigen, anfangs ganz auf sich gestellt und ohne Anschluß an die Fachgeologie. Neben dem Studium des spärlichen Schrifttums über die Marschengeologie war ihm die Natur der Lehrmeister. Eifrig untersuchte er alle vorhandenen Aufschlüsse. Aus dieser ersten Zeit seiner geologischen Feldarbeit erzählte W. später gern ein bezeichnendes, heiteres Erlebnis. Eines Sonntags früh saß er in einer Grube, aus der man Wühlerde ausgeworfen hatte. Um den Sandgehalt des Tons zu prüfen, nahm er wie üblich eine kleine Probe zwischen die Zähne. Oben gingen Bauern vorbei zur Kirche und er hörte sie zueinander sagen: Use Schulmeester is et in Kopp geschlahn, he sit in de Kleikuhlen un fret Modder.

Da W. von Anfang an bestrebt war, seine Forschungen für die Praxis, besonders für die Landwirtschaft, auszuwerten, wurden die zuständigen Stellen auf ihn aufmerksam und unterstützten ihn. Auf Veranlassung des Preußischen Landwirtschafts-Ministeriums nahm er 1900 an einem geologisch-agronomischen Kursus unter Leitung von Keilhack teil, um die Arbeitsweise der Preußischen Geologischen Landesanstalt bei der geologischen Flachlandskartierung kennen zu lernen. Diese Arbeitsweise baute er dann für seinen Sonderzweck der Untersuchung des Marschalluviums weiter aus, indem er neben den sonst üblichen 2 m tiefen Handbohrungen auch zahlreiche tiefere bis auf den diluvialen Untergrund hinab ausführte. Durch folgerichtige Fortführung dieses Verfahrens über größere Flächen erhielt er bald eine genaue Kenntnis des stratigraphischen Auf-

baus der ostfriesischen Marsch und der jüngsten geologischen Vergangenheit seiner Heimat.

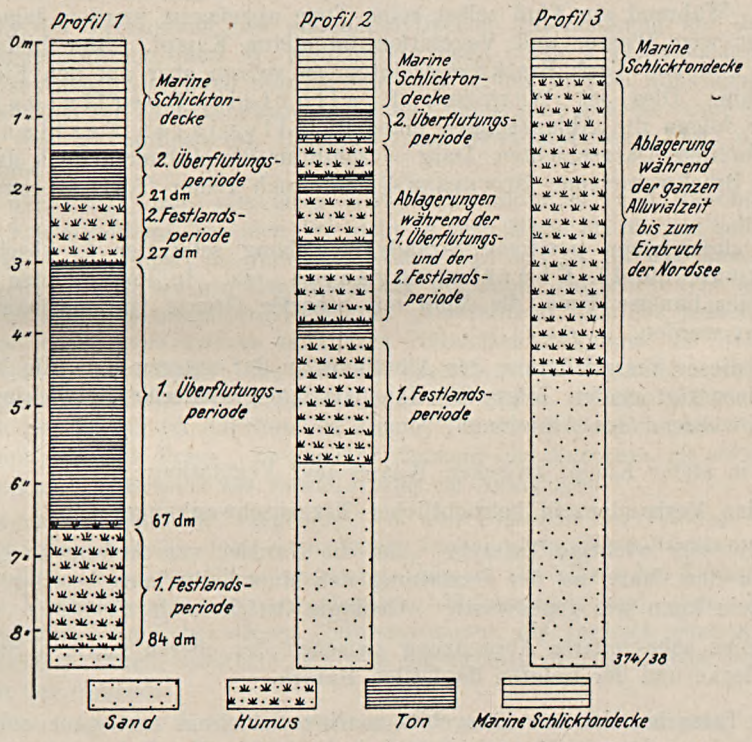
Seine Arbeiten führte W. zuerst auf eigene Kosten, später mit Unterstützung der dortigen Landkreise und landwirtschaftlichen Verbände aus. Den ersten Niederschlag fanden seine Forschungen in einer 1911 erschienenen kleinen Arbeit: „Eine prähistorische Katastrophe an der deutschen Nordseeküste und ihr Einfluß auf die spätere Gestaltung der Alluviallandschaft zwischen Ley und Dollart." Schon der Titel dieser Erstlingsarbeit weist den Weg, auf dem sich WILDVANG's spätere Arbeiten vorwiegend weiter bewegen: aus den Bodenschichten heraus wollte er den Werdegang der ostfriesischen Landschaft in den letzten Jahrtausenden klar legen.

In den 1915 und 1920 im Selbstverlag erschienenen größeren Arbeiten über das Alluvium zwischen der Leybucht und der nördlichen Dollartküste und über das Reiderland legte er dann für größere Gebiete seine Auffassung über die Stratigraphie der ostfriesischen Marsch umfassend dar. Beiden Arbeiten sind sehr sorgfältig aufgenommene und klar und übersichtlich gedruckte Karten im Maßstab 1 : 25 000 beigegeben. Gerade diese Karten sind als eine hervorragende Leistung anzusehen, wenn man bedenkt, daß sie W. ganz aus eigenem heraus für ein Gebiet schuf, welches bisher von der amtlichen Spezialkartierung noch kaum erfaßt war.

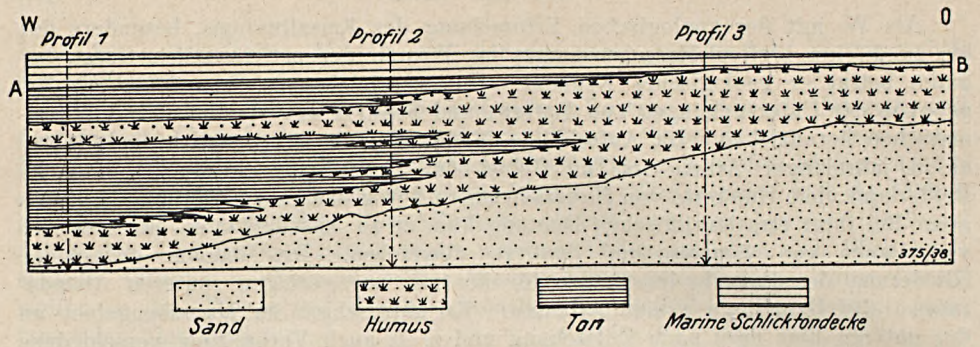
Im Sommer 1918 stellte W. bei der damaligen Preußischen Geologischen Landesanstalt den Antrag, seine Arbeiten als deren freiwilliger Mitarbeiter fortführen zu können. Der Abteilungsleiter für die Aufnahmen im Flachland, Geheimrat KEILHACK, befürwortete das Gesuch, da er erkannte, daß sich hier eine wertvolle Kraft zur Mitarbeit in einem Gebiet anbot, das bisher bei der geologischen Aufnahme etwas stiefmütterlich behandelt worden war. Geheimrat GAGEL, dem W.'s Schreiben zur Stellungnahme vorgelegt wurde, bemerkte darauf, daß W. mit Hilfe von tieferen Handbohrungen, als sie die Landesanstalt sonst ausführte, sogar weitergehende Ergebnisse erzielen würde und schrieb dann weiter: „Für die Fachgeologen ist die Kartierung von Gebieten wie Ostfriesland nur vorübergehend eine reine Freude; wenn wir ein für seine Heimat begeistertes tüchtiges Kind des Landes dafür gewinnen könnten, so wäre der Sache und ihm damit gedient."

Dem Antrag WILDVANG's wurde stattgegeben; 22 Jahre lang hat er als freiwilliger Mitarbeiter für die Landesanstalt gearbeitet, bis ihm der Tod den Bohrer aus der Hand nahm. Sein Aufnahmegebiet waren zuerst die ostfriesischen Marschen, später kartierte er dann noch die anliegenden Diluvialgebiete der ostfriesischen Geest. Im ganzen nahm er 26 Blätter der Karte 1 : 25 000 geologisch-agronomisch auf. Neben seiner Kartierungsarbeit war er vielfach auch für die Landesanstalt, später für die Reichsstelle für Bodenforschung als amtlicher Gutachter tätig, besonders in Fragen der Wasserbeschaffung; auch bearbeitete er eine größere Anzahl von Bohrungen für deren Archiv. Vom Jahre 1939 ab betätigte sich W. schließlich noch an den Aufnahmen für die Karte der Lagerstätten im Wirtschaftsgebiet Niedersachsen, welche vom Landeshauptmann der Provinz Hannover zusammen mit der Reichsstelle für Bodenforschung bearbeitet wird. Auch hier nahm er zuerst wieder seine ostfriesische Heimat in Angriff und kartierte im Anschluß daran den größten Teil des oldenburgischen Gebietes bis zur Weser hin. 56 Blätter 1 : 25 000 dieser Karte (mit Ausnahme der Moorgebiete) hat er in den beiden letzten Sommern seines Lebens fertiggestellt.

Als W. mit der geologischen Erforschung des Emsalluviums, besonders des bis zu 20 km breiten Marschensaumes im Westen der ostfriesischen Geest, begann, betrat er geologisches Neuland. Nur vergleichsweise konnte er die Ergebnisse der Untersuchungen von Schucht und Schütte aus den Jade- und Wesermarschen heranziehen. Da Aufschlüsse in der Marsch sehr spärlich sind, führte er in jahrelanger Arbeit erst im Gebiet der ehemaligen Ley-Bucht, dann im Reiderland viele Hunderte von Handbohrungen durch das ganze Alluvium hindurch aus. Bei ihrer stratigraphischen Deutung kam er zu Anschauungen, die teilweise von denen von Schucht und Schütte abweichen. Die damals gewonnene Gliederung des Emsalluviums blieb für ihn mit nur geringen späteren Abänderungen die Grundlage seiner Arbeiten. Er unterschied im Marschengebiet an der unteren Ems zwei nach Entstehung und z. T. auch Verbreitung verschiedene Bildungen: einmal eine tiefere, von ihm als fluviatile bezeichnete Marsch und dann eine höhere marine. Diese besteht aus an marinen Schalen reichem kalkigem Schlick einer jungen Meerestransgression, jene aus reinem oder durchwurzeltem (von W. als humos bezeichnetem) Schlickton alter Flußufer, der häufig mit Ablagerungen der Vegetation — Torf und Darg — wechsellagert. In einem in verschiedenen Abwandlungen immer wieder gezeichneten Schnitt von der Ems landeinwärts, den er als sein „Repräsentationsprofil" bezeichnete, hat W. seine Ansicht klar zum Ausdruck gebracht. Dieser Schnitt und die ihm zugrunde liegenden 3 Normalprofile seien hier wiedergegeben; Profil 1 ist das der Ems am nächsten liegende.



Wildvang's drei Normalprofile durch das ostfriesische Emsalluvium (Aus: Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., H. 181).



Schematischer Schnitt von der Ems landeinwärts
(Aus: Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., H. 181).

In den unmittelbar über dem Diluvium liegenden Flachmoor- und Bruchwaldtorfen, die nach oben in Schilftorf übergehen, sieht W. die Ablagerungen einer I. alluvialen Festlandszeit, während der die Küste noch nördlich der ostfriesischen Inseln und mindestens 20 m höher lag als heute. Infolge einer dann einsetzenden positiven Strandverschiebung (Küstensenkung) wurde das Wasser im Mündungsbereich der Ems gestaut, weite Gebiete wurden überschlickt. Während am Fluß selbst reine Tone abgelagert wurden, lagen weiter vom Ufer weg Wasser und Vegetation im steten Kampf. Hier bildeten sich humoser Ton und Torf; Brackwasserdiatomeen weisen aber auf den Einfluß des Meeres hin. Dies ist WILDVANG's I. alluviale Überflutungszeit. Nunmehr folgen die Ablagerungen einer II. alluvialen Festlandszeit weit verbreitete Dargschichten (Darg = schilfdurchwachsener Schlick der oberen marinen Brackwasserzone BROCKMANN's) und auch reiner Torf, ja sogar Hochmoortorf.

Mit einer neuen positiven Strandverschiebung setzt der 4. Abschnitt des Emsalluviums, die II. Überflutungszeit, ein. In ihm bildeten sich zuerst wieder humose Tone, die dann mit scharfer Grenze von marinem Schlick überlagert werden.

Aus dieser Viergliederung des Alluviums an der unteren Ems, die W. immer wieder bestätigt findet, folgt für die palaeogeographische Entwicklung jenes Gebietes während des Alluviums:

1. ein steter Kampf zwischen Wasser und Vegetation;
2. das Vorhandensein beträchtlicher Niveauschwankungen;
3. die sehr wichtige Tatsache, „daß die Nordsee von Anfang an hier nicht in dem Maße an der Gestaltung des Marschalluviums beteiligt gewesen sein kann wie gegenwärtig“ (Geologie Ostfrieslands, S. 142);
4. Eine sehr scharfe Abgrenzung zwischen der oberen marinen Schlicktondecke und der tieferen fluviatilen Marsch.

Die Tatsache, daß im Emsgebiet marine Schichten erst ganz zuletzt auftreten, ist besonders wichtig, da solche im benachbarten Jadegebiet auch tiefer gefunden wurden, wie die Arbeiten von SCHÜTTE zeigten. Man muß also folgern,

daß die Nordsee „über den großen Mündungstrichter der Elbe—Weser eher Zutritt erhielt als in den Bereich der Ems“ (Geologie Ostfrieslands, S. 142).

Aus der von ihm immer wieder beobachteten scharfen Grenze zwischen oberer mariner und tieferer fluviatiler Marsch schloß W. auf eine ziemlich plötzliche Meerestransgression. Anfangs sprach er von einer „prähistorischen Katastrophe“, später von einem „Kontakt“. Gegen die Annahme eines katastrophalen Einbruchs der Nordsee hat sich Schütte stets gewandt; auf den Zusammenkünften der nordwestdeutschen Geologen, die beide Forscher regelmäßig besuchten, kam es über diesen Punkt zu mancher lebhaften Aussprache zwischen ihnen, ohne daß eine Einigung erreicht wurde. Bis in seine letzten Jahre suchte daher W. nach weiteren Beweisen für seine Auffassung.

Als nach dem Weltkrieg auch in Deutschland pollenanalytische Untersuchungen im größeren Umfange ausgeführt wurden, erkannte er bald deren Bedeutung für die Altersgliederung des Emsalluviums. Er ließ sich durch Prof. von Bülow in diese Arbeitsweise einführen und benutzte sie dann vielfach zur Altersbestimmung der überschlickten Marschenmoore wie überhaupt zur Altersfestlegung seines Normalprofils. Sein Ergebnis war, daß das sog. Basismoor der I. Festlandszeit boreales und frühatlantisches, der humose Ton der I. Überflutungszeit spätatlantisches, der Torf und Darg der II. Festlandszeit subboreales und die tiefere fluviatile Tonschicht der II. Überflutungszeit subatlantisches Alter haben. Für den Beginn des Meereseinbruches bleiben dann die letzten Jahrhunderte vor der Zeitwende.

Durch die Verbindung der pollenanalytischen Untersuchung mit derjenigen auf Diatomeenführung fand W. stellenweise noch einen Vernässungshorizont in seinem Basismoor, also auch hier an der Ems in der tiefsten alluvialen Schicht noch Anzeichen für Niveauschwankungen und damit eine gewisse Angleichung an das von Schütte aufgestellte Hebungs- und Senkungsschema für das Jade-Wesergebiet.

Mit der Frage der alluvialen Niveauschwankungen und besonders der rezenten Küstensenkung hat sich W. nicht in dem Maße befaßt wie sein Freund Schütte im Küstengebiet an Jade und Weser. Er hat — für das Emsgebiet — nie so recht an eine rezente Küstensenkung geglaubt. So schreibt er noch 1938 auf S. 175 seiner Geologie Ostfrieslands: „Irreführend kann es jedoch wirken, wenn man diese von Schütte erkannten Niveauschwankungen im Bereich der Jade-Weser — insbesondere das Ausmaß einer rezenten Senkung — als Gesetz für die gesamte südliche Nordsee-Küste bewerten wollte. — Eine rezente Senkung von auch nur 20 cm im Jahrhundert kommt für dieses Gebiet (‚den Busen von Sielmönken‘) nicht in Frage. Es gewinnt vielmehr den Anschein, als sei die letzte Küstensenkung im Bereich des Emsalluviums im Ausklingen.“

Dagegen erforschte W. eingehend Art und Ursachen der Bildung der einst vom Meere eingerissenen, jetzt schon meist wieder verlandeten Buchten wie Ley-Bucht, Dollart, Busen von Sielmönken und Campen. Er klärte den Zusammenhang zwischen Veränderungen im vorgelagerten Wattenmeer und dem Einreißen dieser Buchten. Auch bei diesen Untersuchungen, die zugleich Fragen der Besiedlung klären halfen, bewährte sich sein folgerichtig durchgeführtes sorgfältiges Abbohren der Gegend.

Ein Sondergebiet, dessen Bearbeitung W. stets viel Befriedigung gewährte, waren die ostfriesischen Nordseeinseln. Ihre Entstehung war schon von Schucht, Keilhack, Krüger, Windberg und Lüders weitgehend geklärt. Dadurch, daß W.

eine größere Zahl von Bohrungen, die besonders das Wasserbauamt Norden auf den Inseln und im Wattenmeer ausführen ließ, bearbeitete, erhielt er darüber hinaus neue Erkenntnisse über den tieferen Untergrund der Inseln, die er in einer besonderen Arbeit niederlegte (1936). Auch bei diesen Untersuchungen benutzte er die Pollenanalyse.

Der geologische Aufbau seines Kartiergebietes brachte es mit sich, daß sich W. auch mit den Mooren näher befassen mußte, da dies für die stratigraphische Gliederung des Marschalluviums erforderlich war. Hierbei ergänzte er wiederum seine geologischen Erkenntnisse durch eigene pollenanalytische Untersuchungen. Die Frucht dieser Studien ist seine Arbeit über die stratigraphische Eingliederung der ostfriesischen Marschmoore in das Alluvialprofil (1933). Ferner untersuchte er auch eine Reihe von Hochmooren pollenanalytisch, z. T. um Bohlwege (im Stapeler Moor) zeitlich festzulegen. Den Beginn der Besiedlung der Flachmoore Ostfrieslands legte er für die Zeitwende und kurz zuvor fest, wofür ihm u. a. die sehr sorgfältige Untersuchung des überschlickten Warfs von Wolthusen bei Emden Beweise erbrachten (1930). Überhaupt hat sich W. stets gern mit der Frage der älteren Besiedlung Ostfrieslands beschäftigt und auch 1926 eine besondere Arbeit über die ehemalige Besiedlung der großen Flachmoorgebiete zwischen Leda und Jümme und beiderseits der Ems veröffentlicht. Er kommt dabei zu dem Schluß, „daß die großen Flachmoorgebiete schon in früh- oder vorgeschichtlicher Zeit in Nutzung genommen waren und auch bewohnt wurden, als an eine Hochmoorkultur noch nicht zu denken war".

Wenn sich W. auch hauptsächlich mit der Geologie des Marschalluviums befaßte, so führte ihn der Fortgang seiner Kartierungen naturgemäß auch zur Untersuchung des ostfriesischen Diluviums, der Geest. Sorgfältig verfolgt er auch hier alle Bohrungen und wies dadurch eine Reihe von interglazialen und interstadialen Bildungen nach. Besonders eingehend bearbeitete er die Reiderländisch-Overledinger Stauchmoräne beiderseits der Ems südlich von Leer, deren Entstehung und inneren Bau er als erster in seiner „Geologie Ostfrieslands" eingehend schilderte. Ebenso sorgfältig suchte er Aufbau und Morphologie der innerostfriesischen Moränenebene, der eigentlichen ostfriesischen Geest, zu klären. In seiner „Geologie Ostfrieslands" bringt er hierüber manchen neuen Gedanken. Ein gewisser Nachteil lag für W. bei diesen diluvialgeologischen Forschungen darin, daß er nur wenige andere Diluvialgebiete, besonders solche aus der jüngsten Vereisung, aus eigener Anschauung kannte. Um so mehr verdient hervorgehoben zu werden, daß er die ostfriesischen Geestgebiete mit ihren nur wenig ausgeprägten flachen, greisenhaften Formen von sich aus eingehend nach Bau und Bildung zu klären suchte. Über manche Einzelheiten, wie über den Einfluß der Tektonik auf die heutige Morphologie oder die Entstehung gewisser eigenartiger Kieskuppen oder des Geschiebedecksandes, ist bestimmt noch nicht das letzte Wort gesprochen worden, jedoch findet jede weitere Forschung hier in W.'s Arbeiten eine sichere Grundlage vor.

Mit besonderer Liebe befaßte sich W. in seinen letzten Lebensjahren mit den in Ostfriesland weit verbreiteten Flugsandbildungen, über die er in den Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen eine besondere Arbeit veröffentlichte (1934/35). Diese Flugsande sind an der dem Tal der Leda-Ems zugekehrten Seite der Geest weit verbreitet und waren bisher wenig bekannt. W. gliederte sie dem Auftreten nach in ebene Flugsanddecken (Gasten), gewellte Flugsanddecken, Flugsandhäute und Dünen. Ihre Entstehung führt er auf die

Ausblasung der Decksande, besonders nach ihrer Umlagerung zu Talsanden, zurück. Die Sandverwehungen setzten schon bald nach dem Schwund des Inlandeises ein, gehören nach W. also hauptsächlich in die Frühzeit des Saale-Weichsel-Interglazials. In einer besonderen Arbeit (Über Flottlehme und ihre Stellung im Diluvialprofil, 1933) beschreibt W. ein eigenartiges kleines Vorkommen von reinen Feinsanden, tonigen Sanden und feinsandigen Tonen, die er auch als Flottlehm bezeichnet. Zum Unterschied von den von Dewers aus dem südlichen Oldenburg und der Gegend von Syke beschriebenen äolischen Flottsanden sieht W. in diesem Vorkommen eine Wasserablagerung in glazialen Staubecken, die teils über, teils unter der Grundmoräne liegt, also zur Saale-Eiszeit gehört. Da im allgemeinen der Name Flottsand und Flottlehm auf Windablagerungen beschränkt wird, spricht man bei diesem Vorkommen besser von Staubeckentonen oder -sanden.

In seiner 1938 erschienenen zusammenfassenden Geologie Ostfrieslands gab W. als erster eine eingehende Beschreibung des gesamten ostfriesischen Diluviums und auch der Morphologie des Gebietes, die einen sehr guten Überblick über diese vorher nur wenig bekannte Gegend brachte. Auch die verschiedenen Vorkommen von pliozänem Kies werden hierbei erwähnt.

Außer mit seinen Kartierungsarbeiten und rein wissenschaftlichen Untersuchungen befaßte sich W. teils im Auftrage der Geologischen Landesanstalt, später der Reichsstelle für Bordenforschung, teils weil man ihn auch sonst als besten Kenner der heimischen Geologie heranzog, mit praktisch-geologischen Aufgaben, besonders mit solchen der Wasserbeschaffung für seinen Wohnsitz Emden. Auf Grund seiner genauen Kenntnis des Untergrundes konnte er dabei manchen wertvollen Rat geben. Auch in der „Geologie Ostfrieslands“ widmet er dem Grundwasser des ostfriesischen Marschalluviums und der Nordseeinseln einen besonderen Abschnitt.

Soviel über die wissenschaftliche Tätigkeit Dodo Wildvang's. Sucht man über alle Einzelheiten hinweg das Kennzeichnende dieser reichen Lebensarbeit festzuhalten, so findet man es in einem Blick für das Wesentlichste, der stets in allen sorgfältig und fleißig gesammelten Einzelbeobachtungen den großen Zusammenhang zu wahren sucht. W. hat sich, soweit dies bei wissenschaftlicher Arbeit überhaupt möglich ist, stets von reinen Spekulationen und vor allen Dingen von unfruchtbaren Diskussionen ferngehalten. Dabei war er sich der Grenzen seines Könnens und Wissens wohl bewußt. Die einmal erkannten Probleme suchte er aber unermüdlich durch immer neu herangebrachten Beobachtungstoff weiter zu klären. Seine Veröffentlichungen zeichnen sich durch Klarheit des Stils und der Darstellung aus, die auch seine Vorträge sets zu einem Genuß für die Hörer machten.

Ein besonderes Wort verdienen noch die von W. aufgenommenen geologischen Karten. Bei der Arbeit im Gelände war er peinlich gewissenhaft und unermüdlich; trotz seiner Schwerhörigkeit, die ihn zur Benutzung eines Hörrohres zwang, fuhr er noch im vorletzten Jahr seiner Kartierung Motorrad. Er hing so an der Geländearbeit, daß er noch im Kriege im Jahre 1940, als ihn sein Krebsleiden, das er durch eine Operation behoben glaubte, wieder körperlich schwer behinderte, trotz seines Alters bei ungünstigem Wetter und schlechten Wegen und Unterkunftsverhältnissen einige Monate kartierte. Seine Gattin begleitete ihn dabei als treue Helferin ins Revier.

Dieselbe Sorgfalt und Liebe wie auf die Aufnahme im Gelände verwandte W. auf die Reinzeichnung seiner Karten, wobei ihm sein zeichnerisches Geschick zu-

statten kam. Auch in die für ihn neue Darstellung der Karte der nutzbaren Lagerstätten Niedersachsens fand er sich schnell und hat gut durchgearbeitete und klare Reinkarten hinterlassen. Auch die Übersichtskarten von Ostfriesland (1929 und 1938) lassen in ihrer klaren und verständlichen Zusammenfassung und in der Herausarbeitung des Wesentlichen eine geschickte Hand erkennen. Sie sind auch für den Laien ein ausgezeichnetes Hilfsmittel bei der Beschäftigung mit geologischen, geographischen und heimatkundlichen Fragen.

Eine Würdigung der Lebensarbeit WILDVANG's wäre nicht vollständig, wenn man des unermüdlichen Bemühens nicht gedächte, mit dem er seine geologischen Erkenntnisse weiten Kreisen seiner Heimat zugänglich zu machen suchte. Durch viele kleine Berichte in den Tageszeitungen und Heimatblättern und durch Vorträge vor Lehrern und in heimatkundlichen Vereinen suchte er sein Wissen für die Allgemeinheit auszuwerten. Auch die geologische Sammlung des Emdener naturwissenschaftlichen Museums ordnete er neu. Ebenso wenden sich seine „Geologie Ostfrieslands" und seine „Geologische Übersichtskarte von Ostfriesland i. M. 1 : 100 000", in denen er die Ergebnisse seiner Lebensarbeit zusammenfaßte, an einen weit über die Fachgenossen hinausreichenden Leserkreis; bewußt hat er deshalb darin jedes rein wissenschaftliche Für und Wider, zu dem wohl öfters Anlaß wäre, vermieden.

In einem so tätigen Leben blieben die Ehrungen nicht aus. Die naturforschende Gesellschaft zu Emden ernannte ihn schon frühzeitig zu ihrem Ehrenmitglied. Eine besonders hohe Ehrung und große Freude wurde ihm noch in seinem letzten Lebensjahre zuteil, als ihn seine Landesuniversität Göttingen am 28. 12. 1938 in Anerkennung seiner großen Verdienste um die geologische Erforschung Ostfrieslands Grad und Würde eines Ehrendoktors der Naturwissenschaften verlieh.

Über seinem Werk soll man den Menschen nicht vergessen. W. besaß ein sehr ausgeglichenes Wesen, ein gütiges Geschick hatte ihm einen stillen, feinen Humor verliehen, der ihm trotz seines schweren Gehörleidens und der ernsten Erkrankung auch in seinen letzten Lebensjahren stets treu blieb. Jeder Hang zu Streit und unfruchtbarer Widerrede fehlte ihm; das auch bei ihm vorhandene Selbstbewußtsein seines Stammes artete nie zu Rechthaberei aus. Wenn ihm seine Schwerhörigkeit auch die Teilnahme an Rede und Gegenrede sehr erschwerte, war er doch dem geselligen Verkehr durchaus nicht abhold. Die Teilnehmer an den Tagungen der nordwestdeutschen Geologen werden stets im Gedächtnis behalten, wie er oft mit seinem hellen, offenen Blick still vergnügt nach Beendigung der Tagesarbeit im geselligen Kreise unter ihnen saß. Es war ihm keiner Feind.

W. lebte in glücklicher und harmonischer Ehe, der zwei Töchter und ein Sohn entsprossen. Er war ein überaus rücksichtsvoller Ehemann und liebevoller Vater; eine Anzahl von Enkeln und Enkelinnen waren die Freude seines Alters.

WILHELM DIENEMANN

Schriften von Dodo Wildvang

1. Größere Aufsätze

1911 Eine prähistorische Katastrophe an der deutschen Nordseeküste und ihr Einfluß auf die spätere Gestaltung der Alluviallandschaft zwischen der Ley und dem Dollert. — 67 S. Verl. von W. Haynel, Emden.

1911 Borkum. — Ostfriesisches Schulbl., **51**, Nr. 12.

1915 Das Alluvium zwischen der Ley und der nördlichen Dollartküste. — 236 S., 1 geol. K. 1 : 25 000. Selbstverl. Aurich.

1918 Die Höhenlage des Emsalluviums im Vergleich zum Wasserstande der Ems. — Jber. naturf. Ges. Emden.

1919 Das glaziale Diluvium Oberreiderlands. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1917, **37**, S. 139—175.

1920 Das Reiderland. — 279 S., 1 geol. K. 1 : 25 000. Selbstverl. Aurich.

1924 Karte von Ostfriesland 1 : 200 000. — Verl. Verkaufsstelle v. Kartenwerken, Chr. Hinck, Hannover. — Auch als Wandkarte i. M. 1 : 50 000 erschienen.

1924 Ein Endmoränenzug beiderseits der unteren Ems und sein Einfluß auf Besiedlung und Wirtschaft. — Verl. von Dunkmann, Aurich.

1924 Zur Frage der Küstensenkung im Gebiet der Emsmündung. —Alt-Emden, Mitt. Ges. bild. Künste u. vaterl. Altert., Emden.

1925, 1926 Neue Gedanken über die ältere Besiedlung Ostfrieslands. — Jaarversl. v. Vereen. vor Terpenoderzoek., Groningen, 9/10, S. 1—15.

1929 Der Boden Ostfrieslands. Eine Erläuterung zur Karte von Ostfriesland 1 : 50 000. — 96 S. Verl. Dunkmann, Aurich.

1931 Der überschlickte Warf von Emden—Wolthusen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1930, **51**, 2, S. 805—818.

1933 Wildvang, D. & Lädige, R: Der Kieshügel von Tergast und sein Geschiebeinhalt. — Z. Geschiebeforsch., **11**, 3, 1933.

1934 Das Pollendiagramm von Berumerfehner Moor. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1933, **54**, S. 204—210.

1934 Über Flottlehme und ihre Stellung im Diluvialprofil. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1933, **55**, S. 211—216.

1934 Versuch einer stratigraphischen Eingliederung der ostfriesischen Marschmoore und die sich dabei ergebenden Folgerungen in bezug auf Bodenschwankungen. — Jb. preuß. geol. L.-A. 1933, **54**, S. 642—685.

1934, 1935 Ein wichtiges Argument für die zeitweilige Unterbrechung der Küstensenkung durch eine Hebung. — Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **29**, S. 238—244.

1934, 1935 Das Profil von Uttum und seine Bedeutung für die geschichtliche Entwicklung des ostfriesischen Marschalluviums. — Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **29**, S. 252—280.

1934, 1935 Über Flugsande der ostfriesischen Geest. Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **29**, S. 292—307.

1935 Die Interglazialbohrung Quakenbrück. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1934, **55**, S. 142—150.

1936 Der tiefere Untergrund der ostfriesischen Nordseeinseln. — Veröff. naturf. Ges. Emden.

1937 Der Einbruch der Nordsee in das Mündungsgebiet der Ems. — Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **30**, S. 33—53.

1938 Die Geologie Ostfrieslands. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **181**, 211 S.

1939 Geologische Übersichtskarte von Ostfriesland 1: 100 000. — Herausgeg. v. d. preuß. geol. L.-A.

1939 Zur Geologie des unteren Ledatales. — Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **31**, S. 286—306.

1941 Zur Geologie des unteren Emsgebietes mit besonderer Berücksichtigung des Stadtkreises Emden. — Arch. Landes- u. Volksk. Niedersachsen, Bd. 1941 (im Druck).

2. Karten

Folgende 26 Blätter der geologischen Karte 1 : 25 000 hat WILDVANG aufgenommen und erläutert:

Aurich, Bunde, Dörpen, Emden, Hage, Hesel, Holtrop, Juist-Ost (Festlandsanteil), Landschaftspolder, Lathen, Leer, Loppersum, Loquard, Neustadt-Gödens (z. T.), Neermoor, Norden, Nortmoor, Papenburg, Pewsum, Remels, Rhede, Weener, Westermarsch, Westerstede (z. T.), Westrhauderfehn, Wiesede.

Für die Karte der nutzbaren Lagerstätten des Wirtschaftsgebietes Niedersachsen bearbeitete WILDVANG die folgenden 56 Blätter 1 : 25 000:

Apen, Aurich, Baltrup, Barßel, Brake, Bunde, Burlage, Carolinensiel, Dornum, Eckwarden, Elsfleth, Emden, Esens, Hage, Hesel, Hocksiel, Hohenkirchen, Holtrop, Jadehusen, Jaderberg, Jever, Juist-Ost, Juist-West, Landschaftspolder, Langeoog, Langwarden, Leer, Loppersum, Loquard, Middels, Neermoor, Neuenburg, Neustadt-Gödens, Ortmoor, Norden, Nordenham, Norderney, Papenburg, Pewsum, Rastede, Remels, Rhede, Scharrel, Steinhausen, Stollhamm, Varel, Weener, Wesermünde-Bremerhaven (z. T.), Westerholt, Westermarsch, Westerstede, Westrhauderfehn, Wiesede, Wifelstede, Wilhelmshaven, Wittmund.

3. Kleinere gelegentliche Mitteilungen

Zur Geologie der ostfriesischen Landseen. — Ostfries. Ztg., 2. Beibl., 15. 3. 1925.

Ein bisher unbekannter Einbruch der Nordsee ins rechte Emsufer bei Neermoor. — In „d' Hörn bi't Für", Beil. z. Leerer Anzeigenbl. v. 29. 8. 1925.

Die langgestreckten Randdörfer der Geest. — In „d' Hörn bi't Für", Beil. z. Leerer Anzeigenbl. v. 11. 6. 1927.

Das Tal der Ehe. — „Heimatk. u. Heimatgesch.", Beil. z. Nr. 98 d. Ostfries. Nachr. Aurich, Nr. 4. 27. 4. 1930.

Einiges über die Geologie der näheren Umgebung von Aurich. — „Heimatk. u. Heimatgesch.", Beil. z. Nr. 26 d. Ostfries. Nachr. Aurich v. 31. 1. 1932.

Interstadiale Moorbildung in der ostfriesischen Geest. — „Upstallsboom", Beil. z. Nr. 115 v. 19. 5. 1934.

Die Skelettfunde bei der Pilsumer Ziegelei. — „Aus d. Heimat", Beil. z. Ostfries. Tageszg. v. 6. 6. 1936.

Wie steht es um die neuzeitliche Küstensenkung? — „Aus d. Heimat", Beil. z. Ostfries. Tageszg. v. 5. 1. 1937.

Holle Sand. — „Upstallsboom", Beil. z. Nr. 210 v. 8. 9. 1940.

Wer weiß noch etwas von der Hilgewieder Bucht? — „Heim u. Herd", Kriegs-Sonderseite d. „Ostfries. Kurier", Jahr? (wohl 1939 oder 1940).

III. Register

a) Sachregister

Die Zahlen der Seiten mit Abbildungen sind **fett** gedruckt

A

Seite

Abbruch des Flechtinger Höhenzuges bei Wolmirstedt **166**
Ablagerungsgrenze, vermutliche, des Werrasalzes **302**
Absenkung des Stederdorfer Grabens im Mukronatensenon 4
Abtragungsküste 86
Ätzversuche, neue 25
Alaunschiefer der Kallenfels-Serie. Hahnenbach **130**
„Alheimer Sandstein" . . 318, 320, 323
Alter der Fauna von Berresheim . . 58
Alter der Schiefer mit *Tomaculum* . . 213
Altmorschen-Göttinger Grabenzone . . 330
Amphibolite **119**
Amphibolit, geschieferter, Weiherbach bei Griebelschied **120**
Andreasteich-Quarzit von Gießen 146, 218 220, 223, 247, 252
Anhydrit, älterer **299**
Anhydrit der Werra-Serie **301**
Anomalien von Kursk 163
Anthrazit vom Piesberg . . . Taf. 4, 1, 2
Antifrankonisch 17
Ardennen-Faltung 264
Arenig, oberstes (Skiddaw) 219, 223, 245 248, 249, 251, 266
Arenig, unteres 215
Armorikanisch-Rheinische Insel (Landmasse) 217, 219, 249, 252
Asturisches Kohlenbecken 268
Aufbruchszonen von Mörschied, Abentheuer und Schwollen 143
Auflichtkohlenpetrographie 23
Aufwölbung von Duderstadt 71
Aufwölbung der kimmerischen Gebirgsbildung im Gebiet des Harzes . . . 72
Auskeilen des Salzes 303

B

Seite

Bänderschiefer, Plettenberger 222, 223, 231 241, 242, 252
Bänderschiefer-Horizont 256
Bänderschiefer der Wechsellagerung . 214
Baltisches Becken 163
Bande silurienne de Sambre-et-Meuse 217 218, 244, 247
Basalanhydrit der Staßfurt-Serie . . 311
Baumbacher Grauwacken 285
Baumbacher Varistikum 323
Baumbacher Zechsteinkalk 293
Becken von Belmez . . . 273, 275, 276
Becken, Britisch-Baltisches 223, 249, 252
Becken, niedersächsisches . . 1, 173, 175
Becken des Zentral-Plateaus 274
Beskiden-Vorwall 170, 175
Biotit-Chloritgneis, streifiger . . 116, 117
Bisambergschotter, marine . . 89, 91, 92
„Blasenschiefer" 298
„Blasenwacken" 298
Böhmische Masse 91, 92, 94, 328
Böhmischer Drabower Quarzit . . . 218
Böhmischer Pfeiler 11
Böllenberg-Mulde 227
Bohrung
Alexandów 180
Altburgund 180
Althaldensleben, Hof d. Brauerei Schreier 180
Bahnsdorf 180
Bartschin (Bartelstein) . . . 159, 180
Behrenhoff I 171, 180
Bellers 1 300
Bentwisch 180
Bereza Kartuska 164, 180
Berlin
Alsenstraße 180
Charlottenburg 180

Seite

Groß-Lichterfelde 180
Hermsdorf 180
Kolonnenstraße 180
Pankow 180
Spandau II 180
Wedding 180
Betygala 180
Birkberg A 1 180
Bischdorf 180
Bocianówka 180
Bolleroda, nördlich Eisenach . 311, 317
Bornsdorf 165, 180
Brandenburg (Prov.) 161
Brandhorst b. Oranienbaum . . . 180
Branica 180
Brendemühl 159, 180
Breslau-Kawallen 180
Brieg 180
Brömsenberg 180
Bromberg 180
Brunhilde 17
Buchenau 285
Buchenau 2/Creuzburg . . . 315, 317
Buhag 11 u. 13 180
Busk 180
Chołojów 180
Chorinskowitz (Schmiedingen) . . 180
Chylin 180
Cielce 181
Creuzburg/Werra 311
Czernewitz b. Thorn 181
Dabikine 181
Dahme 181
Danzig-Zigankenberg 181
Deetz (Nr. 14) 165, 181
Degow 181
Deichweg b. Herrnprotsch 181
Dens 3 300
Dermań 181
Diedrichshagen 181
Doberlug . . . 2, 4, 8, 181, 270, 274
Dolhinów 181
Dombrówka b. Rogów . . . 160, 181
Doristhal 181
Druskieniki 164, 181
Dünaburg 181
Dürlettel 1 181
Ebenrode, Wasserwerk 2 181
Elbing, Streckfuß 181

Seite

Elsdorf 181
Erika 4 181
Eschwege 298, 302
Eschwege 3
bei Bischhausen . . . 284, 291, 315
Eschwege 4, Reichensachsen . 284, 315
Falkowitz 181
Gartz 181
Geidau 181
Głazówka bei Lazy 169, 181
Glubokoje 181
Göritz/Oder 181
Goldene Aue 2
bei Jastrow 159, 160, 182
Gombin 159, 181
Gora 181
Graudenz 181
Grenzhof 181
Grodno 181
Gr. Klein 181
Gr. Kurfürst 1 bei Nieder-Dünzebach 298
Gr. Kurfürst 2/Weißenborn . . 311, 317
Gr. Kurfürst 3,
Mäusemühle bei Treffurt . . 311, 315
Gr. Möllen 181
Gr. Peterwitz 181
Gr. Ströbitz 181
Gr. Wartenberg 181
Gr. Zöllnig 181
Grüneweitschen 181
Großendorf 165, 181
Hänchen 181
Haideburg 181
Haliczany 182
Haldensleben 182
Heilsberg 162, 182
Auf Hela 162
Heringen 284
Heringsdorf 182
Herrmannshöhe 182
Hettenhausen/Rhön 324
Hönebach 1 306
Hönebach 2 . . . . . 306, 316
Hillmersdorf 182
Hochfeld (früher Gora) 182
Hohensalza 182
Horst 182
Iba 3 . . . . . 285, 306
Jaktorów 182

	Seite
Janiški	182
Janiszewo	182
Jarotschin	182
Jastrow, Goldene Aue 2	159, 160, 182
Jellowa	182
Jembke	182
Johannisburg	163, 168, 169, 170, 175, 182
Jüterbog, Brunnen C	182
Jurata	182
Kalisch	182
Kambs	173, 182
Kammin	159, 182
Karwen (Karwia)	162, 182
Kemmern (Kemmeri)	182
Kempa	182
Kinten	182
Kirtorf	284
Klausdorf	182
Kl. Dievenow (jetzt Wald-Dievenow)	159, 182
Kl. Öls	182
Kl. Sägewitz	182
Klemmen	159, 171, 182
Klix A 3	182
Klostersee	182
Königsberg, Harberger Grund	182
Köselitz	165, 182
Köslin 3	182
Koluszki	160, 182
Konstadt	182
Kopenhagen	161, 182
Kowno	182
Zwischen Kowno und Dünaburg	164
Kozłów	182
Krakau	182
Kreika	182
Krietern I	182
Kruschin	182
Kuchelberg	182
Bei Kurremölla und Köpinge	161
Labiau	13, 183
Lackie Wielkie	183
Landesvater	8, 183
Lanze	183
Lausitz	161
Leba	162, 167, 168, 175, 183
Lemberg	172, 183
Lentschütz, Margaretenberg	159, 183
Leschna	183
Leslau (Włocławek), Wieniec 3	183
Lida	164, 183
Lindenau 2	298
Lissa	183
Litzmannstadt (Łódź)	159, 183
Lohbrück	183
Lośnice	170, 183
Louisdorf	183
Lublin	183
Lukow	183
Lüsewitz	171, 183
Lychen	164, 183
Lyck	183
Mäusemühle bei Rambach (Gr. Kurfürst 3)	301, 302, 303, 317
Małaszevicze	183
Malmitz, Marienhütte 3	183
Malnawa	183
Maniewicze	183
Marienburg, Wasserwerk 1 u. 2	183
Markehnen	183
Meckbach 1 u. 2	293
Mecklenburg	161
Meiten	183
Melborn	315, 317
Mielencin	183
Mielnik	183
Mikaschewitschi	164, 183
Milkow, Stationsbrunnen	160, 183
Minsk	183
Misdroy, Försterei Neue Krug	183
Mitau II (Jelgava)	183
Modły	183
Mönchhosbach 2,4	300
Mörse II	183
Moltkeshall I u. II	183
Moltkeshall VII	183
Moszczenno I u. II	183
Namslau	183
Nassow	183
Naugard	183
Nentershausen 1,2	286, 300
Neuenhofe, Bismarckhall V	165, 183
Ndr.-Dünzebach	302
Nienhagen	183
Nieświcz	183
Öbisfelde	165, 183
Oppeln	169, 184

Seite

Oranienburg 184
Osowiec 184
Ottmütz 184
Ozorków 160, 184
Papenhagen 159, 184
Pavandene 184
Peine 6 . . . . . 2, 3
Pfaffendorf I 184
Pogorsch 184
Poniewiesz 184
Posen 184
Priorfließ 184
Proskau 184
Purmallen 163, 184
Questin 184
Raackow (auch Rakow) 184
Rachów 172, 184
Radoszyce 168, 184
Rawa Mazowiecka 160, 184
Repichow 164, 184
Rodleben 184
Rogów 160, 184
Romitten 184
Südlich Ronshausen 303
Ronshausen 5, 6, 8 306
Ronshausen 9, 10, 11, 12 293
Ronshausen 9, Bohrkerne Taf. 25
Rositten 184
Rüdersdorf VI 184
Rügenwalde 162, 175, 184
Rykoszyn 168, 184
Rzeszotary 167, 170, 184
Saalfeld 329
Salzhof 184
Sanniki 159, 184
Sassenburg 159, 184
Scheuder 184
Schlagenthin 184
Schleswig-Holstein 161
Schlitz 287, 323
Schmiedingen 184
Schönfelde 184
Scholpin 184
Schroda I 184
Schubin
(Altburgund) 159, 169. 173, 175, 184
Bei Schwarzenhasel 285
Semihostytschi 184
Senslau 184

Seite

Sieletz 159, 161, 184
Siemkowice 184
Sienkiewicze 164, 184
Siewierz 184
Skalmierschütz 184
Skaudai 184
Słotwiny . . . 159, 160, 171, 184
Solca 160, 184
Solz 8, 11 300
Sonderburg 161, 184
Sontra 315
Stederdorf 8 . . . . . 2, 3
Stenzlau (Rittergut) 184
Stojanów 184
Stolpmünde 162, 175, 184
Stralsund, Wasserwerk 184
Strzegocin 185
Stubendorf 185
Stutthof 185
Sundern 2 u. 3 3
Svekšna 185
Szczypiorno 185
Tannenberg 3, 4, 5, 300
Tarnitz 185
Tartaków 185
Tauroggen 185
Thorn E 1 185
Tiegenhof, Bahnhof 185
Tilsit-Waldhof 185
Trebenow 185
Tschauchelwitz 185
Tschenstochau 170, 171, 185
Tuczna-Baba 169, 185
Vjekšna 185
Vossowska-Voßwalde 185
Wald-Dievenow 185
Waldhof 185
Wapno (Salzhof) 185
Warschau 185
Weißenhasel 4, 5 300
Wendtshof, Freienwalde a. O. . . 185
Wernges 287, 323
Wierzchoslawitz 185
Wilhelmshöhe bei Kassel . . 315, 317
Wilkomir, Ukmerge 185
Wilkowice 160, 185
Wilna 185
Włocławek (Leslau), Wieniec 3 . . 185
Wójcza 185

Seite

Wolmirstedt 165, 185
Wolsberg 1—3 306
Xions, Bahnhof 185
Zadworze 185
Zawisznia 185
Zerbst 185
Zgierz 160, 185
Zibelle I u. II 185
Zicherie 185
Zieko 185
Zischkowo 185
Zyrardow 185

Brabanter Massiv 218
Brasilianischer Schild 164
Braunschweiger Bucht 7, 13
Braunsubstanz 43
Bröckelschiefer 323
Buntsandstein 317
Buntsandstein, Mittlerer 321
Buntsandstein, Unterer 319, 323
Buntsandstein, Unterer + Mittlerer . . 318
Buntschiefer zwischen Wartenstein und Kallenfels 143

C

Caradoc 215
Caradoc-Asghill 223, 252
Chemnitzer Karbon 273
Chloritalbitschiefer, kalkreicher . 135, 152
Chromschwefelsäure 25
Cimbrisches Festland 217
Clonograptus tenellus-Zone 215
Corbach-Marsberger „Grenzsande“ . . 316
Cornberger Dünen 324
Cornberger Sandstein 289, 292, 294, 296 323
Crinoidenstielglieder 58

D

Dänische Senke 161, 163, 167, 171, 173 174
Darßer Schwelle 99
Darustwald-Kohlenbergniveau . . . 61
Dayia-Schichten + ?Hüinghäuser Kalk bzw. *spinosa*-Schichten 200
Dayia führende Schiefer des Mittel-Ludlow 225, 229

Seite

Devon 125
Devon von Dębnik bei Krakau . . . 167
Devon von Siewierz 167
Diabase 132
Diabase innerhalb des Devons . . . 128
Diabasvorkommen bei Hahnenbach . . 152
Dictyonema flabelliforme-Zone . . . 215
Didymograptus-Schiefer 216, 217, 248, 252 257
Didymograptus-Schiefer von Oslo . . 205
Didymograptus-Schiefer des Rheinischen Schiefergebirges 217
Didymograptus-Schiefer, obere, von Schonen 214
Diluvium und Alluvium 147
Donauschotter 91, 92
Drabower Quarzit (Llandeilo) von Böhmen 223, 247
Dünengürtel des Cornberger Sandsteins 289, 290, 295, 322

E

Ebbe-Aufbruch 210, 219
Ebbe-Aufbruch im Gebiet von Plettenberg-Oberstadt 241
Ebbe-Ordovicium . . 200, 223, 244, 245
Ebbe-Sandstein des Sauerlandes . . . 260
Ebbe-Sattel 198, 199, 201, 210, 213, 214 218, 223, 224, 230, 232, 235, 245, 250 254—257, 261, 262, 264, 266
Ebbe-Teilsattel, nördlicher 226, 227, 230 241, 250, 251
Ebbe-Teilsattel, südlicher . 224—226, 250
Egge-Zone Detmold—Vogelsberg . . 330
Eichsfeld-Schwelle 312
Elsener Staffel 228, 230, 250
Emmeszauner Spezialsattel . . 225, 250
Entfärbungszone des Oberrotliegenden 288
Entstehung der Tempelburger Achse . 172
Entwicklung eines zentralen Berglandes auf einer im Gebirgsbau vorhandenen Aufwölbung 77
Erscheinungsbild fossiler Kiesstrände und Schotterpflaster 105
Erscheinungsbild fossiler Sandriffe . . 104
Erscheinungsbild fossiler Strandwälle 103
Erste Anlage des Ostdeutschen Troges 166
Erzführender Jura bei Kurremölla . . 161

Seite

Erzführung des Kupferschiefers . . . 296
„Erzgebirgische Richtung" 17
Eustatische und isostatische Wasserspiegelschwankungen 99
Exinit 35

F

Fältelung im Grünschiefer der Vorsoonwald-Serie. Straße Kirn—Oberhausen 141, 142
Fältelung im phyllitischen Kieselschiefer der Vorsoonwald-Serie. Straße Kirn—Oberhausen 140
Fauna von Berresheim bei Mayen . . 56
Fauna von der Hüllbuche bei Daaden 59 60
Faziesvertretung Anhydrit—Salz . . 300
Faziesvertretung Salz—Bunte Tone . 303
Faziologie des Auftretens seeisch gewanderter Gerölle 103
Fennoskandischer Schild 162, 163, 167 172—175
Flaseriger Muskowit-Chloritgneis 115, 116
Flottsande in der östlichen Mark Brandenburg 186
Fluviatil herbeigebrachte Blöcke untermischt mit seeisch gewandertem Geröll (Unterwasserdelta) 105
Fränkische Linie 74, 76
Frankenberger Bucht 324
Frankenberger Obere Konglomerate . 316
Frankenfelser Decke 94
Friedliner Spezialsattel 228
Frischaufgeschütteter Geröllstrandwall im Anlandungsgebiet Darßerort . . 100
Fulda-Grauwackengebirge . 307, 313, 322
Fulda-Kaligebiet 311
Fulda-Paläozoikum . . . 293, 298, 308
Fusinit und Fusinitübergänge . . . 37

G

Gaadener Becken . . . . . 94, 97—99
Gedinne, Oberes 125, 152
Gedinne-Schichten (untere) von Mondrepuis und Liévin 199
Gelbschiefer . . 211, 224, 232, 240, 245
Gemengteile einer Gasflammkohle im auffallenden und durchfallenden Licht 31

Seite

Gemengteile schwach inkohlter Kohlen 47
Geologische Karte des Fichtelgebirges und seines südwestlichen Vorlandes 75
Geothermische Tiefenstufe in der Bohrung Johannisburg 164
Gepreßte Gedinne-Konglomerate, Kauchersmühle 127
Geröllanhäufungen (Strandwälle) vor dem Vittebroog bei Ahrenshoop . . 97
Geröllstatistik 87
Geröllstrandwälle, ältere, terrassenförmig gegeneinander abgesetzt . . . 102
Gipfelschotter, ältere 92
Gneise von Mörschied 144
Gneis von Schweppenhausen . . 111, 152
Gneis von Wartenstein 111, 113, 143, 145 148, 152
Gotlandium (Mittel-Ludlow) . . 255, 264
Gräben von Netra und Sontra . . . 330
Granatamphibolit. Schloß Wartenstein 121 122
Granatfreier Amphibolit 119
Granatreicher Biotit-Chloritgneis, Schloß Wartenstein 118
Granulatensenon 3
Graptolithenschiefer von Wupperhof . 256 257
Graptolithen-Zone 7 214
Grauer Salzton der Staßfurt-Serie 311, 312
Grauliegendes 288
Grauwackengebirge von Werra und Fulda . . . . . 285, 287, 291—293
Grauwackenschiefer-Horizont 218, 219 223, 227, 229, 241, 247, 250—252, 256 258, 261, 264
Gravimetrisches Hochgebiet von Falster 160, 161
Gravimetrisches Hochgebiet von Fünen 160, 161
Gravimetrische Hochgebiete im Bereich der Pompeckjschen Schwelle . 158, 164
Gravimetrisches Hochgebiet von Rügen 160, 161
Gravimetrische Synklinalen von Bütow—Thorn 173
Gravimetrische Synklinale von Sassenburg—Litzmannstadt 165, 173
Griffelschiefer, jüngere 248, 252
Griffelschiefer von Steinach 215

Seite
Griffelschiefer Thüringens 201
Grünschiefer 135, 141
Grundgebirgsinsel von Düppenweiler . 143

H

Hämeler Wald-Scholle 4
Hahnenbach-Serie 111, 129, 131, 133, 137 138, 145, 146, 152
Halensisch 17
Halogene 25
Hauptanhydrit des Norddeutschen Beckens 325
Hauptdolomit 306, 307, 308
Hauptquarzit Thüringens . 218, 223, 247
Herscheider Schiefer 199, 200, 215, 254 255, 257, 263, 264
Herscheider Schichten 200, 201, 223, 240 254, 255, 260
Herscheider Spezialsattel . . . 226, 228
Herscheider Staffel 227, 250
Herstellung von Anschliffen 22
Herstellung von polierten Dünnschliffen 29
Herstellung von Kohlendünnschliffen . 27
Herveler Spezialmulde 225
Hessische Fazies des Oberen Zechsteins 328
Hessischer Raum 322, 327
Hessisches Schelfgebiet . . 328, 330, 331
Hessische Tiefe 317, 320, 321, 322, 325, 329
Himmelmerter Spezialsattel 226, 228, 250
Hochgebiet von Falster 161
Hochgebiet von Fünen 161
Hochgebiet von Rügen 161
Hochgebiet von Schonen—Bornholm . 161
Hochgebiet von Stolpmünde 158, 162, 163 171
Höfer—Habighorst 8
Hornfels 119
Horst der Sudetenvorlandscholle . . 165
Hüinghäuser Kalkmergel 200, 254, 255 256, 260, 264
Hüinghäuser Schichten 226, 227, 229, 250
Hunsrück-Oberharz-Schwelle 285, 287, 294 295, 300, 303, 308, 309, 317, 323—325 328, 329, 331
Hunsrückschiefer 127, 152

I

Ilseder Erzhorizont 1
Ilsenburg-Osterwiecker Keupersattel . 71
Inkohlungssprung 48
Innerrussisches Becken 164

J

Johannisburger Massiv 164
„Jüngeres Steinsalz" der Werra-Serie 313 322, 324
Jungkaledonische Faltung 247
Jungordovicium 223

K

Kågeröd-Formation 166
Kalkgrünschiefer 140
Kallenfelser Quarzitzüge . . . 148, 150
Kallenfels-Serie 111, 129, 137, 143, 145 146, 149, 150, 152
Kambrische? Quarzite von Abentheuer und Schwollen 144
Karbon, Aachener 281
Karbonpflanzen in Spanien 268
Karpathischer Flyschtrog 170
Katanol 81
Keuperhorst von Nauen—Haverlah . 5
Keuperscholle von Nauen—Haverlah . 5
Kielcer Masse 167
Kiesberter Mulde 225
Kiesberter Spezialsattel 202, 203, 205, 207 208, 212, 213, 219, 224—226, 250
Kieselgallenschiefer 212, 261
Kieselgallenschiefer des Rahlenberges bei Herscheid 258
Kieselgallenschiefer von Šárka . . . 252
Klausgrabenschotter 92
Kleinlindener Quarzite 223, 247
Knotenschiefer-Fazies 298
Köbbinghäuser Schichten 225, 229, 247 250, 251, 255, 256, 264
Kohlenbecken von Belmez . . . 268, 269
Kohlenbecken von Puertollano . . . 268
Kohlenführende Schichten von Borna . 273
Kohlenführende Schichten von Hainichen—Ebersdorf 273
Kohlenpetrographische Begriffsbestimmung und Namengebung 49
Kohlenpetrographische Bezeichnungsweisen 51
Konglomerate von Bereza Kartuska . 171
Korneuburger Becken 92
Kotpillen-Schiefer bei Kiesbert . . . 214
Kotpillen-Schnur 223, 224

Seite
Krakau—Wieluner Jurazug 170
Kreide der Schlesischen Trias-Jura-Platte 165
Kreidemulde von Litzmannstadt . . 160
Kristallin Fennoskandiens 167
Kristalline „Aufbrüche“ von Johannisburg, Druskieniki und Lida . . . 164
Kristalline Gesteine von Wartenstein 111, 144
Kristalline Schiefer des Wartenstein-Zuges 112
Kulmbacher Störung 74
Kundorfer Phyllite 248, 252
Kupferschiefer 294, 295, 323
Kuseler Schichten, Obere 146

L

Laaerbergschotter 91
Lahnmulde 137
Lebensdauer der Erzeuger von *Tomaculum* im Sauerland 216
Leinetalgraben 321
Leine-Zone Vogelsberg—Göttingen . . 330
Leipziger Tieflandsbucht 68
Leña-Schichten 268
Letten, Obere 316
Letten, Untere 311
Liebensteiner Bryozoenriffe 313
Liegendes des Hauptdolomites . . . 305
Liegendes der Salzfolge 298
Limnische Materialwanderung . . . 82
Litzmannstädter Kreidemulde . 165, 172
Llandeilo 215, 218, 219, 223, 245, 252, 261
Llandeilo, tiefstes 214, 217, 219, 257, 264
Llandovery 264
Llanvirn 218
Llanvirn, Oberes 214, 216, 217, 219, 223, 226, 248, 252, 257, 264
Llanvirn, Unteres 217, 219, 223, 245, 248, 249, 251, 252, 266
Lötrohrätzung 25
Lysa-Gora-Halbinsel 168

M

Mährisch-Schlesische Dachschieferformation 273
Magnetische Anomalie der Johannisburger Heide 163
Magnetische Massive von Ostpreußen 158, 163
Magnetische Maxima Ostpreußens . . 164
Mainzer Becken 146
Malmvorkommen von Hohenstein . . 165
Mandelsteingrünschiefer, Kammerfels bei Kallenfels 136, 137, 152
Mansfelder Flözberge 291
Marine Konglomerate zwischen Baden und Mödling 95
Marine Materialwanderung 82
Marmor 119
Marsberger Fazies 323
Marsberger Zechsteinkalk 293
„Maximale Kulmflora“ 270
Mediterran-Raum 267
Merkmale seeisch transportierter Gerölle 101
Mestener Spezialsattel 227
Methylenblau 81
Mikrinit 34
Mineralische Bestandteile 40
Mitteldeutsches Festland 328
Mitteldeutsche Hauptlinie 165
Mittel-Ludlow 247, 251
Mittelmeer-Mjösen-Zone 174
Mukronaten- und Quadratensenon . . 2
Muskowit-Chloritgneise bei Wartenstein 152
Myslachowicer Konglomerat . . 168, 169

N

Nahebecken 148
Narbe von Saalfeld—Gotha—Eichenberg 330
Nehrungs- oder Sandschar-artige Gebilde 290
Nentershausener Schwelle 305
Niederlausitzer Mulde 165
Niedersachsen-Salze 322
Niedersächsisches Becken . . 1, 173, 175
Nordspanisches Karbon 268

O

Oberemscher 3
Oberflächengestaltung im Harz und im Fichtelgebirge 68
Oberharz-Richelsdorfer Gebirge mit Altmorsche-Göttinger Graben . . 331

Seite
Oberkarbon, Ostharzer 285
Oberkreide 12
Oberkreide in Nordwestdeutschland, Verbreitung 14
Ober-Ludlow 200, 254
Ober-Rotliegendes bei Nentershausen . 322
Oberrotliegend-Zeit 296
Ober-St. Veiter Klippen 95
Oberweser-Senke 328, 329
Ölimmersionsobjektive 23
Öster-Talsperre 205
Oetscherdecke 94
Okularmikrometer 24
Oos-Saale-Trog 330
Ordovicium (Herscheider Schichten) . 256
Ordovicium (Tremadoc) 200, 201, 214, 215
Ordovicium, ältestes im rechtsrheinischen Schiefergebirge 222
Ordovicium, bergisch-sauerländisches . 242
Ordovicium der Ebbe 213
Ordovicium in Mittel- und Westeuropa 249
Ordovicium im Kern des Remscheider Sattels 254, 255
Ordovicium, sauerländisches, Gliederung 246, 248
Organische, oxydierende Lösungsmittel 25
Orthophot 24
Ostasturische Steinkohlenbecken . . 268
Ostdeutsches Becken . 162, 169, 174, 175
Ostdeutscher Trog . . 166—168, 172, 173
Ostpreußisches Becken 173
Ostpreußisch-litauische Senke 163, 164, 167, 168
Oxydationsmittel 25

P

Paläogeographie der Kreide in Nordwestdeutschland 7
Paläogeographische Einheiten, regionale und salzstockgebundene? . . 18
Paläozoikum an der Fulda 292
Paläozoikum der Lausitz und des Flechtinger Höhenzuges 165
Paläozoikum von Nordlitauen und Lettland 163
Paläozoikum von Schonen, Bornholm, Pommern und Podolien 167
Paläozoikum im Werra-Gebirge . . . 284
Seite
Panphot 24
Pegmatite und Pegmatitschiefer . . . 122
Peiner Phase 16
Perm-Aufragungen von Sooden-Allendorf, Eschwege, Sontra, Altmorschen 330
Photographieren von Anschliffen . . 24
Photographieren von Kohlendünnschliffen 28
Photographieren von polierten Dünnschliffen 30
Phyllite 138
Phyllitische Kieselschiefer 139
Piedmonttreppen 68, 70, 73
Plattendolomit 313
Plettenberger Bänderschiefer 231, 232 245—252, 256, 264, 266
Podolische Masse 164
Polesisch-wolhynisch-podolisches Grundgebirge 172
Polieren mit „Tonerde 1 u. 2“ . . . 22
Pommersches Stadium der Weichseleiszeit 196
Pompeckj'sche Schwelle 7, 8, 161, 164 165, 170, 173—175
Pond-Creek-Flöz 30
Taf. 4, 3a, 3b, 4a, 4b; Taf. 5—8; Taf. 9, 1, 2, 4; Taf. 10; Taf. 11; Taf. 12, 1—5; Taf. 13
Porositätskurven, Parallelisierung i. d. Bohrungen bei Stederdorf . . . Taf. 1
Präpaläozoischer Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges 144
Profil durch die Ringelheimer Senke . 5

Q

Quantitative kohlenpetrographische Analyse 24, 28
Quarzit bei Kallenfels 134, 135, 150, 151 153
Quarzitrücken des Lützelsoonwaldes . 113
Quarzitschiefer 139

R

Radioaktive Messungen 1
Rahlenberg-Serie bei Herscheid . . . 261
Reduktionsmittel: Tetralin 25
Remscheider Sattel 223, 247, 254, 255, 256 257, 261, 262, 263, 264, 266

Seite
Remscheider Schichten 256
Resinit 36
Rezente, marine und limnische Geröllwanderung 79, 81
Rezenter mariner Gerölltransport an der Beltseeküste 84
Rheinische Brüche des Salzgitterer Gebietes 4
Rheinische Insel 220
Rheinische Masse . . 309, 325, 328, 331
Rheinische Zone 330
Rhodaminrot 81
Rhön-Achse 330
Rhythmische Schwankungen der Porosität 3
Rhythmisch gebänderte, dickspaltende Tonschiefer der Wechsellagerung . **206**
Richelsdorfer Kupferbergbau 284
Riffe von Fischland 82
Ringelheimer Störungszone 5
„Röhrchenkalk“ 313, 325
„Rote Fäule“ im Mansfeldischen 293, 324
Rotenburger Hochgebiet an der Fulda 315
Rotliegend-Becken von Nentershausen—Eisenach 285
Rotliegendes 285
Rotliegendes, Richelsdorfer 285
Rotliegend-Flora 269
Ruhlaer Kristallin . . . 285, 305, 315

S

Saar-Saale-Trog 285, 287, 295, 297, 308 309, 315, 317, 323, 325, 328, 330
Salinares Purbeck bei Leslau 161
Salinares Rotliegendes des Unterelbegebietes und Schleswig-Holsteins . 168
Salz der Niedersachsen-Serie 317
Salzaufpressungen von Hochfeld . . 160
Salzaufpressungen von Hohensalza . . 160
Salzaufpressungen von Salzhof . . . 160
Salzbecken des Werra-Kaligebietes . 300
Salzhorste von Gr.-Ilsede und Ödesse 1, 4
Salzserie Niedersachsen . . . 325, 328
Salzstock von Benthe-Gehrden . . . 18
Salzstock von Blenhorst 7
Salzstock von Groß-Ilsede 18
Salzstock von Salzgitter 5
Salzstock von Wahn 8
Salzstock von Wietze 17

Seite
Salzstöcke von Hänigsen/Wathlingen . 17
Salzton, braunroter 297
Salz-Ton-Fazies 308
Sandriffe 82
Sandriff vor Fischland 84
Sandsteinbruch Cornberg . . . Taf. 23
Sarmat des Wiener Gebietes 105
Sattelkern (Ebbe-Sattel) bei Plettenberg **211**
Sedimentation des Rotliegenden . . . **286**
Sedimente und Grünschiefer unbestimmten Alters 128
Seeische Materialwanderung 82
Seeische Wanderung an der Westküste des Fischlandes und des Darß (Ostsee) **83**
Seismische Refraktionsmessungen . . 1
Seleniumoxydchlorid 25
Senke Wabern—Kassel 321
Senon in Nordwestdeutschland, Verbreitung **15**
Serizitische Quarzitschiefer 118
Shineton Shales von Shropshire und Herefordshire 214
Shumardia pusilla-Zone 215
Silur im Kern des Ebbe- und des Remscheider Sattels **265**
Skiddaw 205
Sklerotien 39
Skythischer Wall 161, 164, 166—172, 174 175
Soonwaldschiefer 129, 143
Soonwaldzone 110, 111
Spanische Karbonflora 268
Spessart-Schwelle 324, 330
Spezialsattel im Wuppergebiet südlich Solingen **259**
Spielberg-Mulde 228
Spitzbergener Unterkarbon 274
Sporenschiefer von Michigan, USA. Taf. 9, 3
Südafrikanischer Schild 164
Süd- und Mittel-Frankreich 276
Südrand der Pompeckj'schen Schwelle 7
Südspanisches Karbon 267
Südspanische Pflanzenreste 268
Süd-Staffordshire-Becken 280
Sunnyside-Flöz. Kreide von Utah, USA. . . . . Taf. 12, 6

Seite

Sch

Schichten mit *Didymograptus bifidus* Hall 256
Schichten von Huy . . . 244, 247, 252
Schichten von Komárov . . . 248, 252
Schichten von Sart-Bernard 247
Schichten des Sattelsberges 261
Schichten von Vitrival-Bruyère und von Rigenée 218, 220
Schichten, tiefste, des Sauerlandes (Ebbe-Sattel) 199
Schiefer der „Wechsellagerung“ . . 225
Schiefer, schwarze, von Šárka . . . 248
Schieferscholle von Odental-Schellberg 266
Schieferscholle von Wupperhof-Wüstenhof 266
Scholle von Hamburg-Bremen . 11, 12, 13
Scholle von Ostfriesland 11, 12
Scholle von Soltau-Salzwedel 11, 12, 13
Schwäbisch 17
Schwelle im Fulda-Gebiet 316
Schwelle bei Gifhorn-Großendorf . . 165
Schwerehoch von Bornholm 162
Schräglichtuntersuchung 24
Schulze'sches Mazerationsgemisch . . 25

St

Staßfurt-Salz 305, 306, 313, 322, 324, 325
Stederdorfer Graben 1, 16
Stederdorfer Graben, Absenkung . Taf. 3
Stederdorfer Graben, tektonische Profile . . . . . Taf. 2
Steinbruch SO Sontra . . . . Taf. 24
Stephanische Flora 274
Stolpmünder Hochgebiet 163

T

Tambacher Schichten 286
Tanner Grauwacken 284
Tannin 81
Taunusgesteine 110, 138
Taunusquarzit 126, 152
Taunusquarzit des Lützelsoonwaldes 143 148, 151
Technik der kohlenpetrographischen Verfahren 22
Tektonik, freie u. gebundene 147

Seite

Tektonische Entwicklung des nordostdeutschen Raumes 166
Tempelburger Achse 158—161, 166, 170 174
Tertiär 146
Tertiär des Wiener Beckens 89
Tertiärbasis 2
Tethys 12
Thießen'sche Einbettungsmethode . . 22
Thorn-Eberswalder Urstromtal . 188, 196
Thüringer Becken 300, 305, 308, 309, 311 313, 315, 317, 328—331
Thüringer Fazies des Unteren Zechsteins 294
Thüringerwald-„Schwelle“ 328
Thüringisch-Südhannoverscher Raum . 328
Thyssengravimeter 158
Tiefgebiet von Horst 159
Tithon-Neokom-Klippen bei Neustift und Salmannsdorf 95
Tomaculum führende Schiefer 203, 205 208—212, 220, 224, 225, 228, 229, 250
Tomaculum führende Schiefer im Ebbe-Sattel 214
Tomaculum führende Schiefer von Elsen 208, 214, 257
Tomaculum führende Schiefer des Kiesberter Spezialsattels 202, 213, 214, 257
Tomaculum führende Schiefer auf Bl. Plettenberg 210
Tonschiefer von Wupperhof . . 258, 260
Tonschiefer-Horizont, Oberer 216, 218, 220 223, 227, 250, 252, 256, 262—264
Tonschiefer-Horizont, Unterer 214, 217 219, 223, 224—226, 228, 229, 240, 245 247, 248, 250, 252, 256, 257, 260, 263 264
Tonschiefer-Vorkommen von Wüstenhof 258, 260
Transition Beds 215
Tremadoc, Oberes 215
Trias des norddeutschen Flachlandes 165
Trogtiefste des Ostdeutschen Beckens 161

U

Ultraphot 24
Ultropak 23, 24
Umgebung der kristallinen Schiefer . 123
Unterelbe-Gebiet 173

Seite

Unterkarbonflora 268
Unterkarbon-Flora von Casablanca . . 269
Unterkarbonische Flora Spitzbergens . 273
Unterkreide 3
Unterkreide in Nordwestdeutschland, Paläogeographie 9
Unterkreide-Scholle von Hamburg-Bremen 17
Unterkreide-Scholle von Ostfriesland . 17
Unterkreide-Scholle von Soltau-Salzwedel 17
Unter-Ludlow 247, 264
Unterrotliegendes 146
Untersilur Mittel- und Westeuropas . 248
Untersuchung hoch inkohlter Kohlen . 48
Untersuchung der Kohlen im Anschliff 22
Untersuchung der Kohlen im Dünnschliff 26
Untersuchung der Kohlen im polierten Dünnschliff 29
Untersuchung unter dem Mikroskop 27, 29

V

Verbreitung der Kallenfels-Serie am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges 132
Vergleichende Untersuchungen von Kohlen im Anschliff und Dünnschliff 30
Vergleichende Untersuchungen von Kohlen verschiedenen Inkohlungsgrades 46
Verlagerung der Sedimentationsräume im Tertiär 172
Verse-Schichten 199, 200
Versuch einer schematischen Darstellung der vindobonischen O-Küste des Wiener Waldes 93
Versuchsstollen an der Gräckmannsmühle 133
Vindobonisches Binnenmeer 94
Vitrinit 31
Vorpermisches Grundgebirge 284
Vorsoonwald-Gesteine 149
Vorsoonwald-Serie 110, 111, 129, 138, 139 144—146, 150, 153

Seite

W

Wagstätter Schichten, Obere 273
Wanderung in den Sandriffen . . . 82
Wanderung am Strande 83
Warschau-Berliner Urstromtal . 188, 189
Wartensteiner Kristallin 144
Wechsellagerung 224, 232, 250
Weichseldurchbruch 172
Weißliegendes 288
Wende Rotliegend-Zechstein 287
Wermecker Staffel 227, 250
Werra-Becken 295, 296, 298, 303, 304, 306 308, 309, 315, 324, 328, 329, 331
Werra-Grauwackengebirge 298
Werra-Kaligebiet 294, 297, 298, 303, 305 306, 313, 322, 323, 325
Werra-Paläozoikum 330
Werra-Salz 298, 299, 304, 328
Werra- und Staßfurt-Serie 328
Westseite der Pompeckj'schen Schwelle 7
Wiener Becken 79, 94, 99, 100
Wolfsbergschotter 92
Wurmkarbon 281
Wurzelreste 275

Z

Zechstein, Mittlerer 297, **304**, 307, 308, **309** **310**
Zechstein, Oberer 311, 317
Zechstein, Oberer, älterer Teil . . . **312**
Zechstein, Oberer, jüngerer Teil . . . **314**
Zechstein, Unterer . . 292, 293, 297, 323
Zechsteinkalk, Mächtigkeit . . 294, **295**
Zechsteinkalk von Sterkelshausen-Oberellenbach 293
Zechsteinkalk, Thüringer 293
Zechsteinkonglomerat . . 288, 291, 322
Zedernholzöl 23
Zedernholzfilm 23
Zone des *Didymograptus bifidus* Hall 218 219, 252
Zone des *Didymograptus geminus* . . 217
Zone des *Didymograptus murchisoni* Beck 217, 251, 252
Zone des *Phyllograptus typus* . . . 252

b) Ortsregister

Die Zahlen der Seiten mit Abbildungen sind **fett** gedruckt

Seite

A

Aachen 278
Abentheuer 144
Acker-Bruchberg 69, 72
Ahetal 226
Ahrenshoop 82, 85
Albungen 284
Alheim 320
Alpenvorland 92, 94
Althagen 84
Altmorschen 307, 308, 313, 320, 322, 324
Anninger 97
Anningermassiv 96, 98
Ardennen-Massiv 145
Aßmannshausen 126
Asturisches Gebiet 268
Attendorn 226, 227

B

Baden 95
Bad Homburg 143
Baltikum 167, 217
Baumbach 287, 305, 307, 308, 313, 322 324, 325
Baytal 96
Bebra 293, 320, 324
Bechensee 189, 190
Bechensee, kleiner 193
Becke 224
Belgien 218, 220, 245, 247, 249, 252, 256
Beltseeküste 99
Belzig 191
Bergisches Land 224, 247, 252, 254, 255
Berka 324
Berlanga . . . **269**, 270, 271, 272, 273
Berneburg 298, 300, 306
Berresheim 56, 59
Bevensen 191
Bingen 110

Seite

Bisamberg 90, 91, 95
Bischhausen 285
Bobenwald 193
Böhmen 201, 214—220, 248, 249, 252, 257
„Böhmische Donau“ 94
Borna 273
Bornholm . . . 162, 163, 167, 171, 172
Bracht 213, 230
Breidbach 260
Bremen 186
Bremkerlinde, Gasthaus 229
Brendemühl 158
Brenscheid 207
Brenscheider Fahrweg nordöstlich Kiesbert . . **203**, 207, 212, 219, 224
Bretagne 130
Brink-Silverin 226, 227, 250
Brockengebiet 69, 70, 76
Brocken- und Bruchberggebiet im Harz 68
Broistedt-Stederdorf 13
Bruchbach 227
Bruschied 127
Bubenberg bei Hahnenbach 147
Buchenau/Werra 285
Bünkenberg 262, 263
Bütow-Thorn 173
Bulgarien 275
Burgstall 92
Burschen 192

C

Carlshof 129, 138
Casas de Reina . **269**, 270, 271, 272, 273
Chenciny . . . . . 169—171
Cordal de Leña 268, 273
Cornberg . 285, 291, 292, 294, 298, 300 306, 311
Cortijos de los Charcos **269**, 275
Cramersmühle 138
Creuzburg/Werra 285, 311

Seite

D

Dänemark 172
Damme 16
Dankelmert 226
Danklin 228
Dankliner Fahrweg 210
Danzig-Westpreußen 158
Darß 81, 82, 86, 88
Darßerort 85, 86, 88
Darßerort, Leuchtturm . . . 82, 85, 88
Darßerort-Spitze 85
Dave 218, 247
Dedesdorf 10
Detmold 317, 328, 330, 331
Diemerode 313
Dierhagen 84
Diesten 193
Dievenow 158
Donau 90
Dransfeld 321
Druskieniki 164
Duderstadt 329
Dün 70
Dünaburg 163, 168
Düppenweiler . . . 111, 143, 144, 145
Dürren-Selchow 187

E

Ebbe-Bach . . 203, 207, 208, 224, 225
Ebbe-Gebirge . 215—219, 224, 247, 255
Ebstorf 191
Eichholz 225
Eichkogel bei Mödling 95, 96
Eichsfeld . . . . 71, 285—287, 323, 330
Einbettenberg 94
Einöde bei Pfaffstätten . . . 94, 95, 97
Eisenach 285, 287, 297, 298, 305, 311
315—317, 325, 328, 330
Eisendorf 8
Elisabethhöhe 89
Elmshorn 8
Elsebach 226—228, 230, 233, 235, 240, 241
250, 251
Elsen 201, 208, 209, 210, 218, 219, 226
228—230, 250
Emmeszaun 225
Endorf 224

Seite

England 201, 214—216, 218, 219, 245, 249
252, 270, 280
Epichnellen 288, 305
Erlauf 94
Eschwege 285, 292, 302, 311, 315, 317
323—325, 330

F

Fallstein 71
Falster 158
Feldheim 193
Fichtelgebirge . . . 68, 69, 73, 76—78
Fichtelgebirgsrand 74
Fichtelgebirgs-Vorland 75
Finkelkuhle 5
Fischland 84, 86
Fischlandkliff 86
Fläming 186, 191, 192
Flechtinger Höhenzug 165, 168
Flössel 94
Föhrenberg 94
Fosse 218
Frankenwald 74
Frankreich 270
Franzmannsschmiede 127
Frehlinghausen 227, 229, 261
Freienwalde a. O. 171, 186
Friedeburg-Gödenz 10
Friedlin 227, 228
Friedrichsthal 256
Fünen 158
Fürkelt 256, 262, 264, 266
Fuhrbach 328
Fulda 284, 285, 292, 294, 308, 315, 318
321—323, 325, 329, 331
Fulda-Gebiet 306

G

Geesthacht 8
Gehöft Bracht 227
Gehöft Daum 202, 208, 225
Gehöft Ebbefeld 225
Gehöft Hervel 224
Gehöft Höhe 224
Gehöft Marl 233
Gehöft Schirtenbecke 226
Gehöft Sonnenhohl 203, 225
Gehöfte Vor der Heide . . 202, 208, 225

Seite

Gehöft Wiesenkämpen 209, 228
Gemünden 112
Gerstungen 300, 324
Gifhorn 164, 165, 175
Głazówka 170
Göttingen 311
Göttinger Wald 71
Goldkronach 74, 76
Gotha 325
Griebelschied 113, 115, 119, 120, 123, 129 132
Grochow 189
Großalmerode 330
Großbritannien 217
Gr.-Ilsede 1
Gr.-Kirschbaum 192
Grüneberg 187
Guadalkanal 275
Guben 165
Guldenbachtal 110, 111, 132, 141, 147, 152
Gumpoldskirchen 97
Guntramsdorf 96

H

Hämeler Wald 1
Hästen II 262, 263
Hästener Fußweg 261
Hahnenbach 111, 112, 123, 125, 126, 128 129, 130, 131, 132, 135, 136, 141, 143 144, 146—148, 150—153
Hahnenbachtal, unteres 109, 110
Hainichen-Ebersdorf bei Chemnitz 271, 273 274
Hamdorf 8
Hannover 18
Harburg 186
Harz . . . . 13, 68—71, 76—78, 274
Harzburg 71
Harzvorland, nördliches 16
Haus Grünewald 225, 227
Haus Höhe nördlich Kiesbert . . 212, 219
Haus Jägerhof 227
Hechmecke 227, 229
Heide 10
Heiligenstadt 325, 328
Heiligkreuzberge . . 160, 169—171, 174
Heinebach 308
Heitbrack 193
Hela 162

Seite

Hengstlage 8
Hennstedt 10
Herefordshire 201, 214
Heringsdorf 162, 172
Herleshausen/Werra . . . 318, 320, 321
Herrstein 125
Herscheid . . 199, 201, 208, 212, 216, 218 219, 226—228, 230, 241, 250, 261, 263
Herscheider Fahrweg . . 208, 210, 218
Herscheider Landstraße 225
Herscheider Mühle 227
Herveler Kopf 225
Herzberg 309
Hessen 317
Hess. Lichtenau 325
Heyerode 306
Himmelmert 224, 226, 228, 250
Hirtenböhl 233, 235, 250
Hloubětin (Ost-Nordost-Prag) 215
Hochwalde-Burschen 193
Hochwalder See 189
Höllensteinzug bei Wien 94
Hönebach 290, 298, 308
Hohenhorn 8
Hohensalza 158, 162, 169, 171, 173, 174
Hohenscheid, Burg 258
Holsteinische Förden 81
Holthausen 227, 229, 250
Hüinghausen . . . 226, 228—230, 250
Hüinghäuser Fahrweg 210
Hülferkopf 115
Hüllbuche 59, 60
Hüttenkopf nördlich von Stromberg . 132
Hunsrück 60, 110, 111, 125, 138, 143—146 151—153
Huy-Statte 247

I

Iba 287, 294, 298, 300, 303—306, 308, 313 318, 323, 324, 329
Imshausen 306
Inowlodz (östlich Tomaszów) 160

J

Jaderberg 10
Jagdhaus Hervel 225
Jastrow 170
Jever 10

Seite

Johannisburg 170, 171, 175
Jordan 188
Jütische Halbinsel 11

K

Kadetbank 86
Kahlenbergerdorf 92
Kallenfels 129, 131, 132, 134, 135, 138 139, 143, 144, 145, 146, 149, 150, 152, 153
Kallmoor 8
Kaltenleutgeben 97
Kamienna 169
Kammerfels bei Kallenfels 129, 132, 136 150
Karlstein 192
Karpathen 11
Kassel . . 315, 316, 322, 325, 328—330
Kauchersmühle 113, 115, 118, 119, 122 123, 126, 127, 152
Kellenbachtal 128
Kellerkopfstollen 133
Kemnath 76
Kielce 167
Kiesbert 201, 202, 218, 219, 224—226, 250 263
Kiesberter Hardt . . 207, 208, 224, 225
Kirn a. d. Nahe 109, 110, 112, 139—141 146, 151
Kirtorf 287
Kittelsthal 305
Klausgraben am Bisamberg . . . 89, 90
Klemmen 158, 159
Klemzow 187
Knebelberg bei Österau 226
Knüll 330
Köbbinghäuser Hammer 227
Kölbinghausen 227, 229
Königsberg i. d. Neumark 186
Köslin 158, 162, 171
Kösseine 76
Kolberg 82
Korbach . . . 293, 309, 311, 324, 328
Kornberg 73
Kowno 163, 168
Kulmain 74, 76
Kupferberg 75
Kyffhäusergebiet 70

L

Seite

Lagow 188, 194
Lagower Buchwald . 189, 190, 192, 195
Lagower Seenkette 189, 190
Landstraße Herscheid—Himmelmert . 205
Langenpfuhl 190, 192, 194
Lausitz 165, 167
Leba 82, 162, 168
Leinetal 321, 325, 330
Leipziger Tieflandbucht 73
Leiskow 215
Lenne 224
Lentschütz 160
Leopoldsberg 90, 91
Leschna 169, 170
Leslau 160, 171
Lettland 167
Liebenau 188, 191, 194
Lindenau 300
Litauen 167, 172
Litzmannstadt . . . 158, 160, 165, 173
Lobbeser Rummel 192
Lopuszno 170
Lorsbach 133
Łośnice 170
Lublin 168, 172
Ludwigschorgast 75
Lüdenscheid 227
Lüneburg 13, 192
Lüneburger Heide 186, 191
Lützelsoon 111, 112, 126, 128, 143, 147 149, 152, 153
Lützelsoonwald 134, 152
Lychen 171
Lysa Gora 167

M

Maas 252
Mainz 111
Majestic-Grube im Pike County . . . 30
Marl 210, 212, 213, 218, 219, 229, 233 241, 250
Marlagne 247
Marne 10
Marsbach 328
Marsberg 293, 309, 311, 329

Seite

Marzahna 193
Masendorf 193
Mayen 56
Meckbach 293, 298, 303, 308
Meckelfeld 8, 17
Meißendorf 8
Meißner 321
Mesten 228
Mihla 285
Mildstedt 10
Minsk 162, 172
Mitteleuropa 267
Mittellitauen 162
Mittelmeer 12
Mödling 95
Mönchhosbach 290, 306
Mörschied 125, 149
Mohrin 186
Molzen 193
Mühlenbeck 85
Mühlenberg bei Solingen-Untenrüden 255, 262
Mühlhausen 315
Münster bei Bingen 132
Münzbergstollen 133

N

Nentershausen 287, 294, 300, 303, 305, 323, 324
Neulagow 192, 194
Neumark, nördliche . . . 186, 191, 196
Neumark, südliche 188, 191
Neustadt an der Oste 12
New-Jersey 81
Niederdünzebach 285
Niederhone/Eschwege 315
Niederschlesien 274
Niemegk 191
Nienhagen 16
Nordbayern 74
Norddeutschland, mittleres 11
Nordfriesland 173
Nordsee 11
Nortorf 8
Norwegen . . 217, 219, 248, 252, 257
Nußberg 92

Seite

O

Oberellenbach 308
Oberharz 76, 330
Oberhausen 129, 134, 136, 139, 140, 141, 147, 150, 151
Oberhausener Felsen 134
Oberschlesien 11, 170, 171
Odental 256, 260, 261, 262, 263, 264, 266
Oder 188
Ödesse 1
Öland 167
Österau 226, 250
Österau-Dankelmert 224
Österbachtal 226, 230, 233, 235, 238—240, 242, 250, 251
Öster-Talsperre 224, 225
Östrich 132
Oetscherdecke 94
Oitzendorf 193
Oitzfelde 193
Ohmgebirge 70, 71
Oldenburgisch-preußisches Grenzgebiet 186
Opatow 169
Orońsk 171
Oslo-Gebiet 214, 248, 249, 252
Osnabrücker Straße 8
Osterby 10
Ostfriesland 186
Ostpommern 158
Ostpreußen . . . 13, 162, 163, 168, 172
Ostsee 86, 163

P

Pariser Becken 12
Pechgraben bei Weyer 97
Peine 1
Pieske 190
Plettenberg 201, 210, 213, 214, 219, 223, 227, 230, 233, 250, 251
Plettenberg-Oberstadt 229, 233, 235, 250
Podolien 167
Polnisches Mittelgebirge . . . 158, 160
Pommern 163, 167, 168, 196
Pottsville 30
Prerowbank 86
Prießnitztal 95, 96
Pripjet 171

Seite

Provinz Badajoz 267
Provinz Léon 268
Provinz Oviedo 268
Provinz Palencia 268
Provinz Sevilla 267
Purmallen 169
Pyrmont 328, 330

R

Radschelle, Siedlung 242
Rahlenberg bei Herscheid 200, 201, 203 208, 213, 218, 219, 227, 228, 250, 258, 263
Rammberg 228
Reichensachsen 285
Reitbrook 8, 17
Remscheid 256
Rheinisches Schiefergebirge 136, 146—148 152, 215, 218, 219, 223, 241, 247, 249 251, 252, 264, 284, 293, 311
Rhone 12
Ribnitz 84
Richardshof 96
Richelsdorf 308, 322, 325
Richelsdorfer Gebirge 283—285, 287, 288 292—294, 297, 300, 305, 306, 308, 311 313, 316, 317, 321—325, 328, 330, 331
Ringelheim 5
Rio Carrión 268
Rio Rubagón 268
Rockensüß 285, 291, 294
Rodenberg 147
Rodewald 8
Ronshausen . . 290, 293—296, 298, 300 303—305, 308, 311, 318, 323, 329
Rosenthal 11
Rotenburg/Fulda 284, 294, 307, 308, 313 318, 320—325, 329
Rothwaltersdorf 270
Rudolfshaus 126, 128
Rügen 81, 158, 160
Rügenwalde 162, 172
Ruhlkirchen 287, 323, 328
Ruppertsberg 132

S

Saale, obere 74
Saalfeld 330

Seite

Saarbrücken 275
Saint-Hubert 143
Salzgitter 6, 164
Salzgitterer Höhenzug 18
Salzungen 313, 330
Sambre 252
Sart-Bernard (südöstlich Namur) 217, 244 245, 247
Sassenburg 165, 173
Sattelsberg nördlich Schellberg 261, 262 264
Sauerland 214, 215, 217, 219, 223, 224, 240 241, 247, 249, 251, 252, 254, 257, 264
Seehaus 73
Seeland 160, 161, 172
Seeren 189, 190, 192, 194, 195
Segeberg 8
Seifertshausen 305, 308, 313
Shropshire 201, 214
Sieden 13
Siegenfelder Wiese beim Jungbrunnen 94
Sieletz 172
Simmerbachtal . . . 128, 132, 136, 144
Skandinavien 249
Solingen . . . 254—256, 260, 262, 264
Soltau 8, 13
Soltau-Lüneburg 18
Solz 306
Sonnenhohl 261
Sontra 285, 287, 291, 292, 294, 296, 298 300, 306, 315, 318, 321, 324, 325, 329
Soonwald 110
Spanien 269, 273
Spanisch-Marokko 269, 273
Sudeten 158
Süderhastedt 10
Süd-Frankreich (Montagne Noire) 201, 215 275
Südhannover 311
Südharz 293
Südoldenburg 16
Süd-Spanien 276
Süd-Staffordshire 280
Süd-Wales 280
Sülze 191
Süß 324

Seite

Sch

Schadesche Metallwarenfabrik 233, 235 238, 240, 242, 250, 251
Scharzfeld 309, 328
Schellberg . 256, 260, 261, 262, 263, 264
Schellhagen 210
Schermeisel 188
Schimmerwald 71
Schimmerwald-Vorsprung bei Harzburg 71
Schleifmühle, links vom Hahnenbach . 128
Schlesien 165, 167, 168
Schleswig-Holstein 168, 171
Schlicken 262
Schmalkalden 305
Schneidemühl 158
Schönow 189, 190, 192, 195
Schonen 160, 161, 163, 166, 167, 170—172 248, 249, 252, 257
Schwalm 322, 325, 329
Schwarzenhasel 300, 302
Schwechat 98
Schweden 217, 219, 248, 252
Schweppenhausen 132, 149

St

Starpel 190
Stederdorf 1, 6
Steile Kieten 193
Steinwald 73
Sterkelshausen 308
Stöpplin 227
Stolp 162
Stolpmünde 162
Strackholt 10
Stromberg 110, 111
Stultzmühle 129

T

Taunus 111, 129, 130, 138, 146, 152, 153
Tempel 188, 190, 192, 193
Tempelburg 158
Thüringen 74, 248, 249, 252, 293, 328, 330
Thüringer Wald 284, 285, 286, 288, 305 306, 311, 313, 318, 321, 328—330
Tilsit 169, 170
Tomaszow 171

Seite

Traisen 94
Treffurt 311
Tschetschsee 189, 190

U

Uckermark 196
Unnersberg 256, 262, 264, 266
Untenrüden . . . . 256, 262—264, 266
Untersteinach 76

V

Venn . . . 223, 241, 247, 251, 252, 264
Verse-Talsperre 224
Vogelsberg 287, 324
Volkenroda 303
Vorpommern 162

W

Wabern 322
Wahn 8
Waldlaubersheim 132
Waldkappel 323
Waldmin 203
Waldsteinkette 73, 75
Wanfried 285, 323, 324
Wartenstein 111, 112, 113, 115, 116, 118 119, 121, 123, 125, 128, 129, 134, 135 143, 144, 145, 147, 148, 149, 150, 152 153
Wartenstein, Schloß 117, 118, 121, 122, 147
Warthe 188
Wartheland 158, 162
Waschberg 98
Wehlenfels 129, 130, 134, 150
Weidenberg 76
Weiherbach bei Griebelschied 113, 115, 116 120, 123
Weißenhasel 294, 308, 323
Weißenstadt 73
Weißrußland 162
Weitersbach bei Weitersborn 132
Weitersborn 132
Wermecke 227, 250
Wernigerode 16
Werra . . 312, 318, 321—323, 325, 331
Werra-Becken 324

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Seite

Werragebiet 294, 313, 316
Werra-Fulda-Gebiet 313
Weser 321, 322, 331
Weser-Wiehengebirge 16
Westfalen 201, 215, 218, 220
Wetzlar 223, 252
Wiebruch 209, 227
Winterbach 141
Winterburg 141
Wipperfürth 224
Witzenhausen 284, 330, 331
Witzhelden 262
Wolfsberge im Bisamberggebiet . . . 91
Wolfsknopf 150
Wolhynien 172
Wollin 158
Wommen/Werra . . 292, 298, 318, 320
Woltorf 1, 2, 3
Wosek 215
Wrechow 187

Seite

Wüstenhof 256, 258, 260, 263
Wunsiedel 73
Wunsiedler Bucht 76
Wuppergebiet 256
Wupperhof . 256, 257, 258, 260, 264, 266
Wuppertal 260
Wurm-Revier 278
Wustrow 82, 84

Z

Zarnglaff 159
Zehden 186, 191, 192
Ziegeleigrube von C. Loos in Plettenberg . . . **231, 232, 234, 235, 236, 237** 239—242, **243**, 244, 245, 250, 251
Ziegeleigruben von Plettenberg-Oberstadt 230
Ziegeleigrube Gebr. Wirth 234, 238, 239 240, 241, 242, 250

c) Fossilregister

Die Zahlen der Seiten mit Abbildungen sind **fett** gedruckt

Seite

A

Aceratherium goldfussi 96
Actinocamax quadratus BLV. . . . 2, 16
Actinodesma annae FRECH 60
Actinodesma cf. *lamellosum* GOLDF. . . 58
Alethopteris 280
Alethopteris lonchitica 280
Alethopteris serli 275
Algenreste 258, 263, 264
Amaltheus spinatus 90
Amplexograptus 213
Arthrophyllum planiseptatum SANDB. . 57
?*Asaphellus* sp. 248
Asaphellus desideratus 248
Asterocalamites scrobiculatus SCHLOTHEIM . . . . 270, 272, 273, Taf. 20, 8
Asteropyge sp. 57
Astherotheca-Fruktifikationen . . . 275
Athyris undata DEFR. 60
Atrypa reticularis 144
Aulacotheca 280
Avicula n. sp. 17

B

Bactroceras n. sp. 57
Belemnitella mucronata v. SCHLOTH. . 2, 16
Bellerophon (Bucanella) tumidus SANDB. 57, 58
Boulaya 280
Boulaya fertilis KIDSTON . . . **279**, 280
Boulaya hallei GOTHAN n. sp. . . **279**, 281 Taf. 22, 4
Brachiopoden 244

C

Calamites approximatus 276
Calamites cannaeformis 276
Calamites cisti 276
Calamites suckowi 276
Calamites undulatus 276
Calamocladus foliosus 276
Calathiops 281
Calycanthocrinus decadactylus FOLLM. 57
Calymene (Synhomalonotus sp.) . . . 248
Cardiocarpus sp. 276
Cardiopteris frondosa 274
Cardita 92
Carydium carinatum MAURER 60
Carydium sociale BEUSH. 58
Caryocaris . . . 216, 219, 255, 263, 264
Caryocaris wrightii SALTER 204, 205, 213
Chitonozoen 200
Chondrites 204, 210, 263, 264
Chonetes 60
Chonetes sarcinulatus SCHLOTH. . . 58, 63
Climacograptus HALL 257
Climacograptus peltifer 218
Climacograptus scharenbergii LAPW. . 213 244, 247
Clyptograptus tricornis CARR. 247
Coprolithes? 215
Cordaites borassifolius 276
Cryptolithus sp. 223
Ctenodonta bertkaui BEUSH. 57
Ctenodonta unioniformis SANDB. var. n. 57
Cycas 281
Cyclopyge . . 213, 217—219, 255, 264
Cyclopyge illaenoides RUD. & E. RICHTER 200, 204, 223, 258
Cyclopyge prisca (BARR.) var. *longicephala* KLOUČEK 244, 248

D

Dalmanites atavus 217, 247
Dayia navicula SOW. . 200, 225, 255, 264

Seite

Dichograptus octobrachiatus Hall . . 247
Dichotomites terscissus v. Koen. . . . 8
Dictyopteris brongniarti 276
Dictyotesta lonchopteroides Gothan n. g. et n. sp . . **279**, 281, Taf. 22, 1, 2
Didymograptus M'Coy 213, 219, 255, 257 264
Didymograptus acutidens Lapw. . . . 247
Didymograptus amplus E. & W. . 245, 251
Didymograptus bifidus Hall 217, 223, 242 **243**, 244—247, 251
Didymograptus geminus His. 223, 224, 245 248
Didymograptus murchisoni Beck . . 248
Didymograptus murchisoni Beck var. *geminus* His. 214, 217, 219, 248, 257, 264
Didymograptus nanus Lapw. 247
Didymograptus nicholsoni Lapw. . . 247
Didymograptus nitidus Hall 247
Didymograptus stabilis E. & W. . . . 247
Didymograptus V.-fractus Salt. var. *volucer* 248
Dinotherium laevie 96
Dosinia 92

G

Glyptograptus dentatus Brong. . . . 247
Glyptograptus teretiusculus 217
Goldenbergia 280
Goniophora cf. *rhenana* Beush. . . . 58
Goniophora schwerdi Beushausen . 58, 66 Taf. 14, 2
Graptolithen 242

H

?*Helladotherium* 96
Hipparion gracile 96
Homalonotus sp. 57
Homalonotus armatus Burm. 60
Homalonotus hunsrückianus Fuchs . . 57
Hyolithes? 205
Hystrichosphaerideen 200
Hystix primigenis 96

I

Illaenus 204, 208
Inoceramus cancellatus Goldf. . . . 13
Inoceramus ex aff. *planus* Goldf. . . 13

Seite

K

Kotpillen-Schnur . . 198, 201, 213, 264

L

Lamprocaris micans Novák . . 245, 248
Lepidodendron sp. 271, 272
Lepidodendron acuminatum Goeppert 270 271, 274, 276
Lepidodendron dichotomum 276
Lepidodendron losseni Weiss 270, 271, 272 273, 274, 276, Taf. 20, 1—6
Lepidodendron lycopodioides Sternberg 271, 278
Lepidodendron rimosum 276
Lepidophyllum sp. 271, 273, Taf. 20, 9—11
Lepidophyllum angustifolium 271
Lepidophyllum lanceolatum 271
Lingula sp. 251
Lingula aff. *impar* Barr. . . . 245, 248
Lonchopteris 278, 280
Lonchopteris rugosa . 278, 279, 280, 287 Taf. 22, 3, 4
Lyginopteris bermudensiformis (= *Sphenopteris distans*) 268
Lyticoceras noricum 10

M

Malacostraken 245
Mastodon pentelici 96

N

Neuropteris auriculata 275
Neuropteris cordata 275
Neuropteris flexuosa 275
Neuropteris gigantea 275
Neuropteris heterophylla . . . 275, 280
Neuropteris (imparipinnatae) 280
?*Neuropteris ovata* 276
Neuropteris scheuchzeri 275, 276
„*Neurospermum*“ P. Bertrand . . . 280
Nuculites (Cleidophorus) n. sp. . . . 57
Nuculites beushauseni Fuchs 57
Nuculites persulcatus Solle . . . 58, 65
Nuculites truncatus Stein 58

Seite

Ø

Oeufs d'origine indéterminée 215
Ogygiocaris sp. 223
Ogygiocaris? sp. 200
Orthis (Pionodema) redux . . . 245, 251
Orthoceras sp. 57
Orthograptus 213
Ostrea 92

P

Palaeonucula confluentina Beush. . . 58
Palaeonucula lodanensis Beush. . . 58, 65
Palaeonucula cf. *lodanensis* 58
Pecopteris candolleana Brongniart . . 274
Pecopteris hemitelioides 275
Pecopteris miltoni 275
Pecopteris oreopteridia Schlotheim . . 275
Pecopteris pennaeformis 275
Pecopteris (Asterotheca) platoni Grand'eury 274—276, Taf. 21, 1—4, 2a, 3a
Pecopteris pluckeneti 275
Pecopteris polymorpha 275
Pectunculus 92
Phacops ferdinandi Kayser 57
Pholas 92
Phyllocariden-Reste 258
Phyllograptus angustifolius Hall . . 247
Phyllograptus typus 248
Placoparia sp. 248
Pleurodictyum hunsrückianum Fuchs . 57
Pleurodictyum problematicum Goldf. 127
Pleurotomaria sp. cf. *striata* Goldf. . . 57
Polygonocarpus cf. *multistriatus* (Sternbg.) 278
Ptychopteris monodiscus 276

R

Rensselaeria (Rhenorensselaeria) strigiceps F. Roemer . . 64, Taf. 14, 5, 9, 10
Rhabdocarpus sp. 276
cf. *Rhenania tumida* Fuchs 57
Rhenorensselaeria crassicosta Koch 57, 58, 60
Rhenorensselaeria propinqua Fuchs . 60

Seite

Rhenorensselaeria strigiceps Roem. 58—61
Rhipidophyllum vulgare Sandb. . . . 57

S

Sigillaria brongniarti 276
Sigillaria elegans 276
Sigillaria laevigata 276
Sigillaria mammillaris 276
Sigillaria rhomboidea 276
Sigillaria scutellata 276
Sigillaria tesselata 276
Sphenophyllum emarginatum 276
„Sphenophyllum" furcatum Geinitz . 270
Sphenopteridium dissectum Goeppert . 269, 270, 272, 273, Taf. 20, 7
Sphenopteris affinis L. & H. 281
Sphenopteris artemisiaefolioides . . . 275
Sphenopteris striata 281
Sphenopteris tridactylites 275
Spirifer arduennensis Schnur . 58, 60, 61
Spirifer assimilis Fuchs 57, 60
Spirifer (Hysterolites) hystericus Schlotheim . 58—61, 63, Taf. 14, 8, 10
Spirifer mediorhenanus 60
Spirifer cf. *mediorhenanus affinis* Fuchs 58
Spirifer primaevus Stein. 57, 58, 60, 127
Spirifer subcuspidatus Schnur . . . 60
Syncoprulus pharmaceus n. gen. n. sp. 201

St

Stigmaria ficoides Brongniart . 272, 276
Stropheodonta (Leptostrophia) explanata Sow. . . . 58, 61, 62, Taf. 14, 1
Stropheodonta sp. cf. *explanata* Sow. 58

T

Tentaculites schlotheimi Koken . . 57, 58
Tetragraptus serra Brongn. 247
Tomaculum problematicum Groom . . 198, 201—219, 223, 224, 257, 264
?*Tragoceras* 96
Trigeria sp. 58
Trigeria carinatella Fuchs 58

Seite

Trigonocarpus 278, 279
Trigonacarpus schultzianus 280
Trilobiten 244
Tropidoleptus carinatus Conr. . . . 58
Tropidoleptus carinatus rhenanus Frech . 58, 62, Taf. 14, 3, 4, 6, 7, 10
Tubulites articulatus Bein 313
Turritella 92

Seite

V

Venus 92

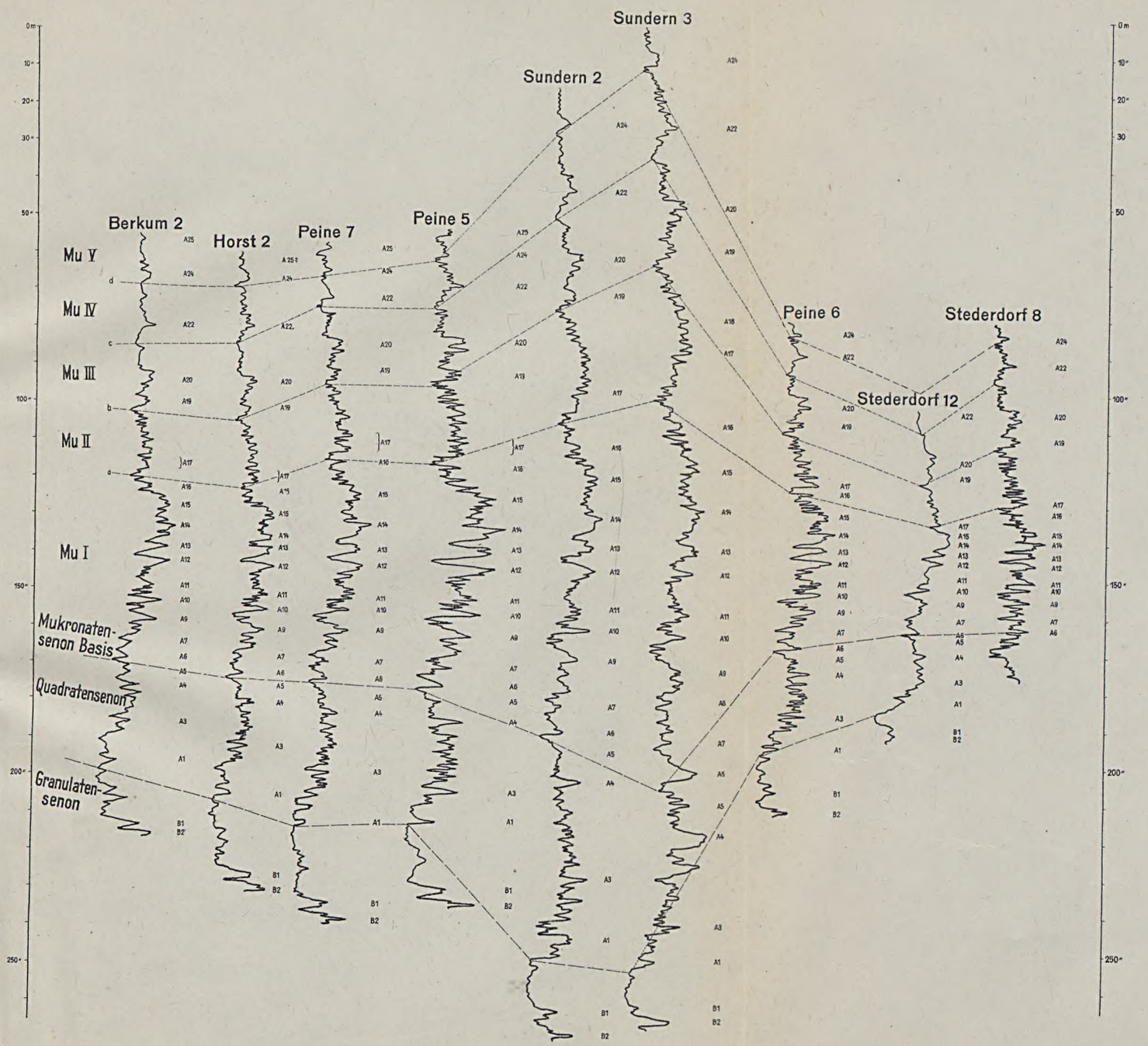
W

Whittleseya ? fertilis Kidston . . . 280

Z

Zaphrentis primaeva Stein. 57

Die Parallelisierung der Porositätskurven in den Bohrungen bei Stederdorf

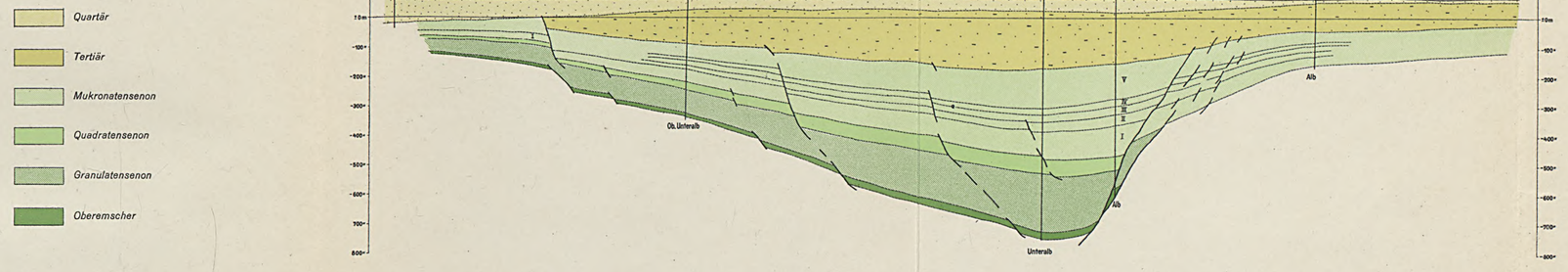


Druck der Reichsstelle für Bodenforschung, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

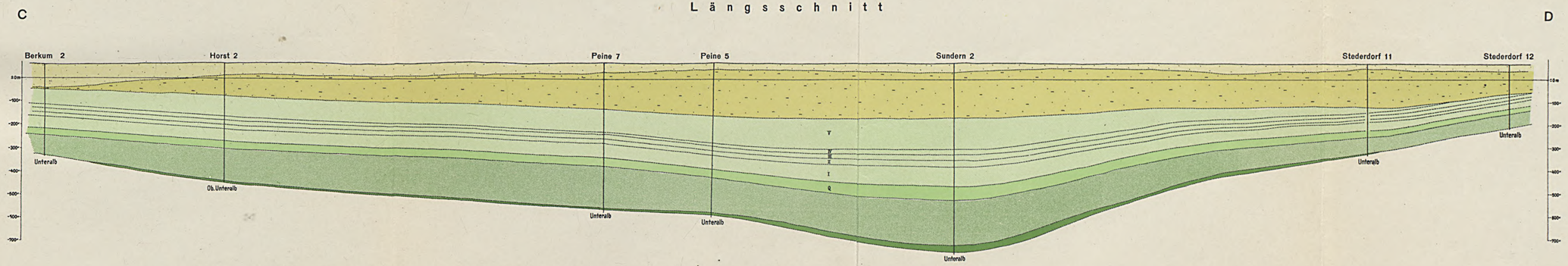
Tektonische Profile durch den Stederdorfer Graben

Maßstab 1 : 15000



Querschnitt

Längsschnitt



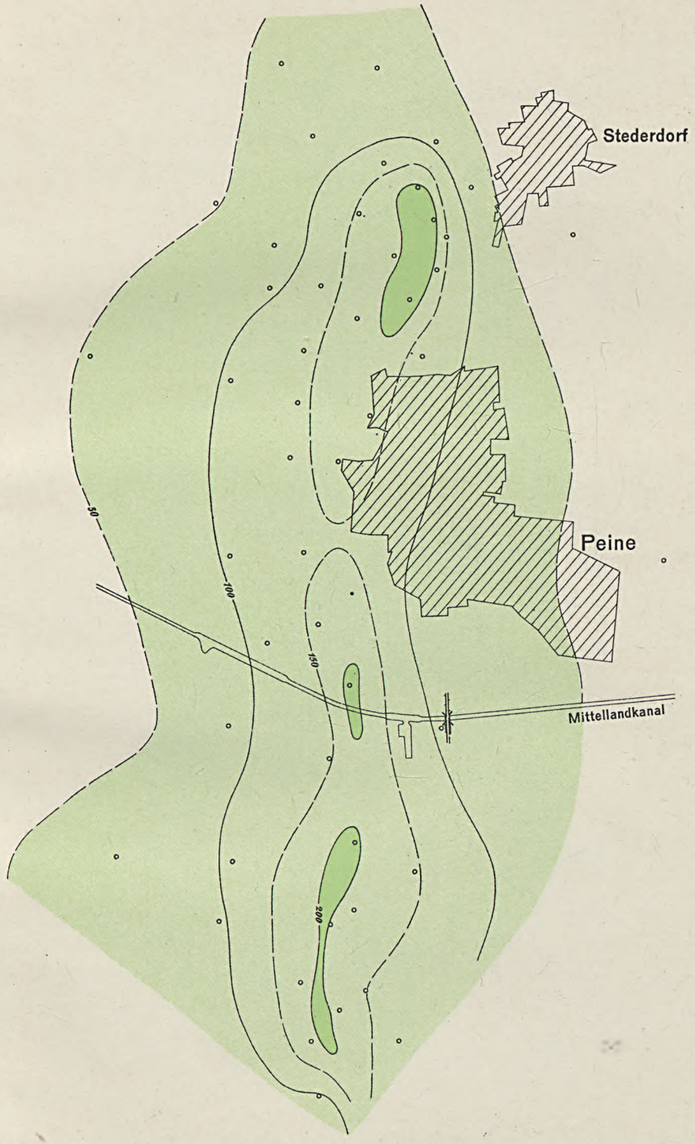
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

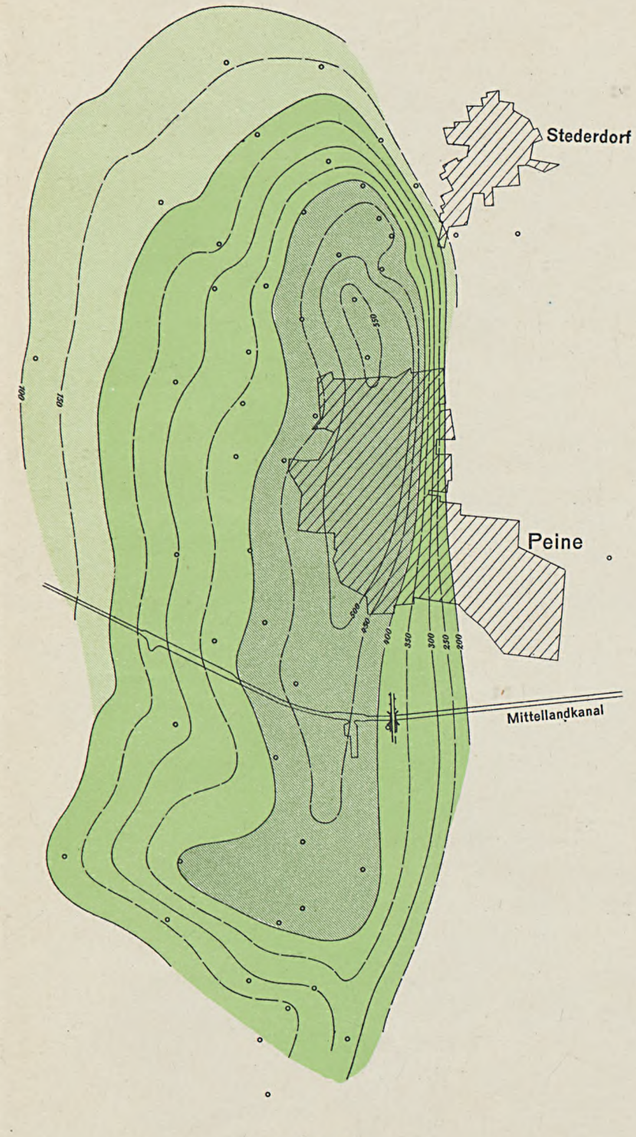
Die Absenkung des Stederdorfer Grabens

7

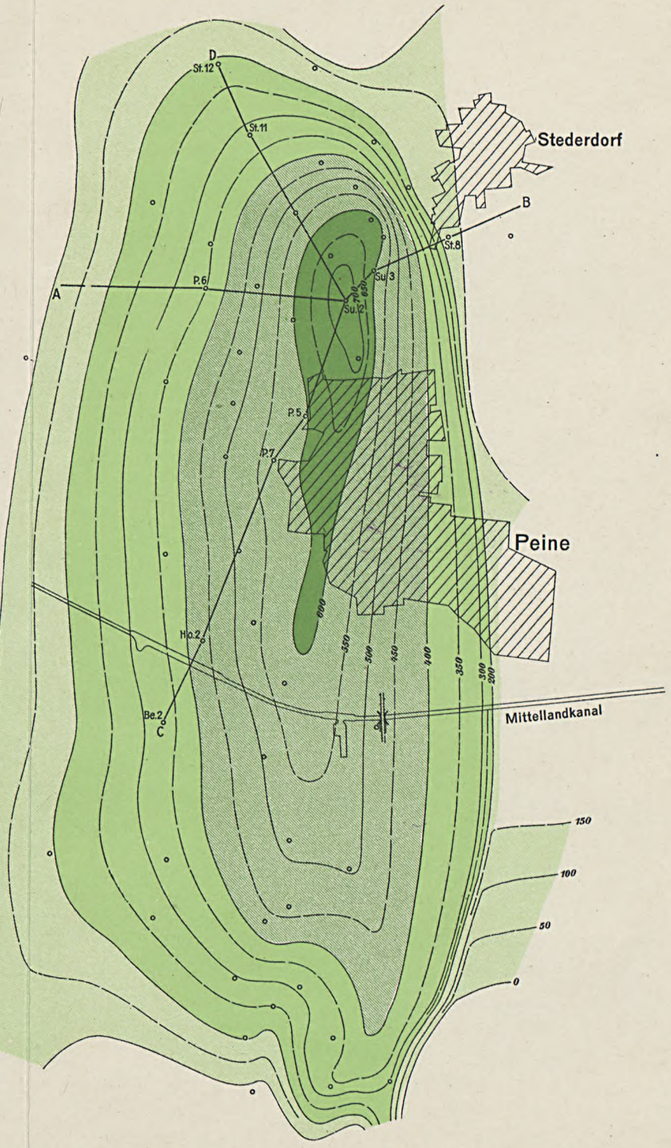
Ende Granulatensenon



Ende Mukronatensenon



Heute



1:50000

0 500 1000 2000 3000 4000 m

Berliner Lithographisches Institut, Berlin W 35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 4

Fig. 1.
Anthrazit vom Piesberg.
Teil der Rinde eines Baumstammes aus dem Museum der Bergschule, Bochum.
Anschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Vitrinitzellgefüge, durch Anätzen mit Chromschwefelsäure sichtbar gemacht. (Vgl. dieses Gefüge mit dem auf Taf. 3, Fig. 2b u. 3.)

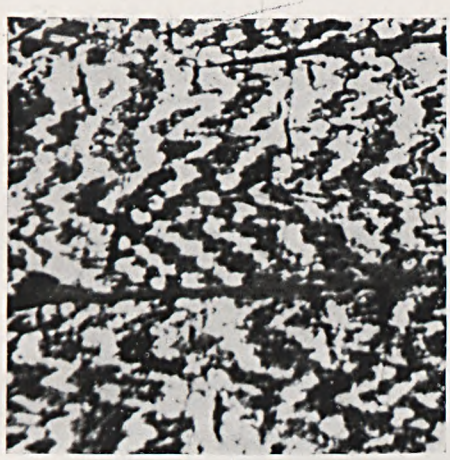
Fig. 2.
Anthrazit vom Piesberg.
Teil der Rinde eines Baumstammes aus dem Museum der Bergschule, Bochum.
Anschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Vitrinitzellgefüge, durch Anätzen mit Chromschwefelsäure sichtbar gemacht. (Vgl. mit Taf. 3, Fig. 4.)

Fig. 3a.
Pond-Creek-Flöz.
Gasflammkohle aus dem unteren Oberkarbon von Kentucky, U. S. A.
Polierter Dünnschliff im auffallenden Licht.
200 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Übergang von Clarit in Durit (Semisplint). In der Mitte oben Semifusinit (S). Mikrinit (M) erkennbar.

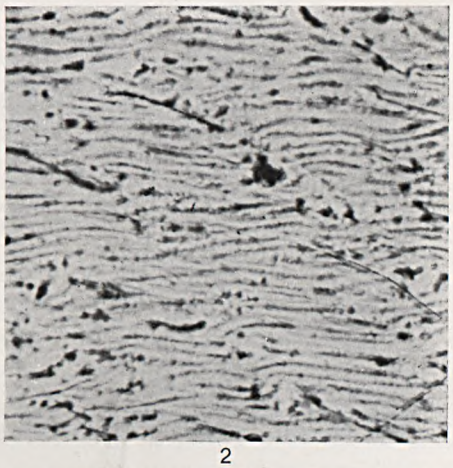
Fig. 3b.
Desgl. im durchfallenden Licht.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Mikrinit ist nicht erkennbar.

Fig. 4a.
Pond-Creek-Flöz.
Polierter Dünnschliff im auffallenden Licht.
200 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Schwach gefügezeigender Vitrinitstreifen (V). Unten gefaltete Kutikula (K) und Resinite (R). Die opake „Grundmasse" des Bildes im durchfallenden Licht (Fig. 4b) ist in eine Vielzahl verschiedener Komponenten aufgelöst.

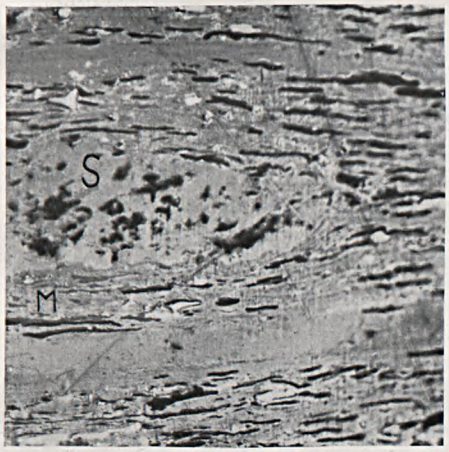
Fig. 4b.
Desgl. im durchfallenden Licht.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Das Vitrinitgefüge (V) ist viel deutlicher als in Fig. 4a. Der Vitrinit unten wird nach links braun. Der Helligkeitsunterschied ist hier schwächer als in Fig. 4a.



1



2



3a



3b



243/40 4a



4b

M.-L. Teichmüller: D. Feinbau amerikanischer Kohlen i. Anschliff u. Dünnschliff

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 5

Fig. 1a.

Pond-Creek-Flöz.

Polierter Dünnschliff im auffallenden Licht.

200 ×, Ölimmersionsaufnahme.

Oben Blattvitrinit (PV) mit Kutikula. Darunter dunkle Braunsubstanz (B). Rechts unten Sklerotium (Sk). Links unten helle Braunsubstanz und Fusinitnadeln (F).

Fig. 1b.

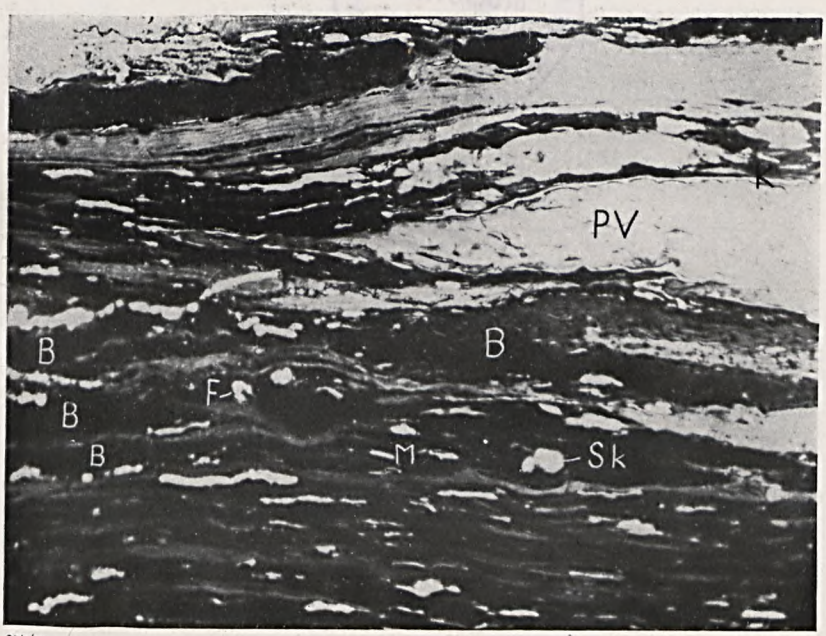
Desgl. im durchfallenden Licht.

200 ×, Trockenobjektivaufnahme.

In der Braunsubstanz (B) rechts besseres Gefüge als in Fig. 1a. Sklerotium (Sk), Fusinit (F), Mikrinit (M) und Braunsubstanz links sind nicht voneinander zu unterscheiden.



1a



244/40

1b

M.-L. Teichmüller: D. Feinbau amerikanischer Kohlen i. Anschliff u. Dünnschliff

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 6

Fig. 1a.

Pond-Creek-Flöz.
Polierter Dünnschliff im auffallenden Licht.
200 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Vitrinit (V) mit Annulus (A), der hier kaum sichtbar ist.

Fig. 1b.

Desgl. im durchfallenden Licht.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Annulus (A) sehr deutlich.

Fig. 2a.

Pond-Creek-Flöz.
Anschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Gefügeloser Vitrinit vor dem Ätzen.

Fig. 2b.

Desgl.
Derselbe Vitrinit wie in Fig. 2a nach dem Ätzen mit Chromschwefelsäure.

Fig. 3.

Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Derselbe Vitrinit wie in Fig. 2a u. b mit gutem Gefüge ohne Ätzen im durchfallenden Licht.

Fig. 4.

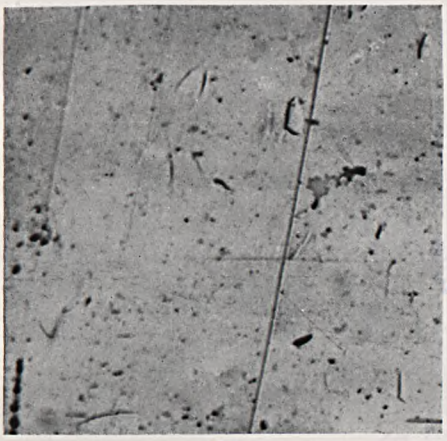
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Holzzellgefüge in Vitrinit.



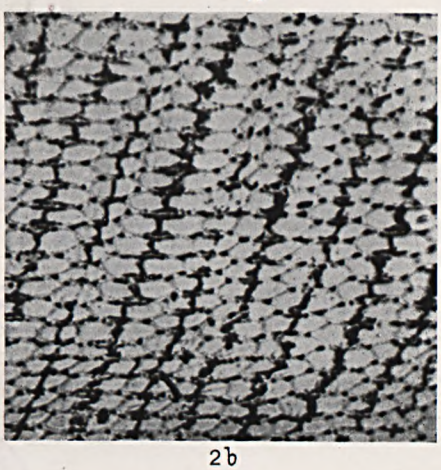
1a



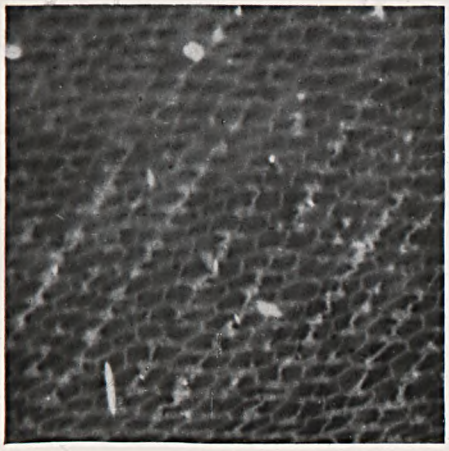
1b



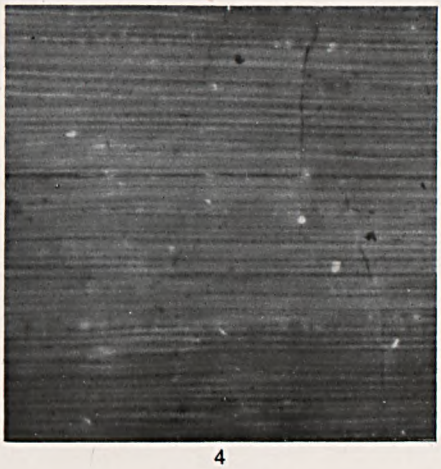
2a



2b



245/40 3

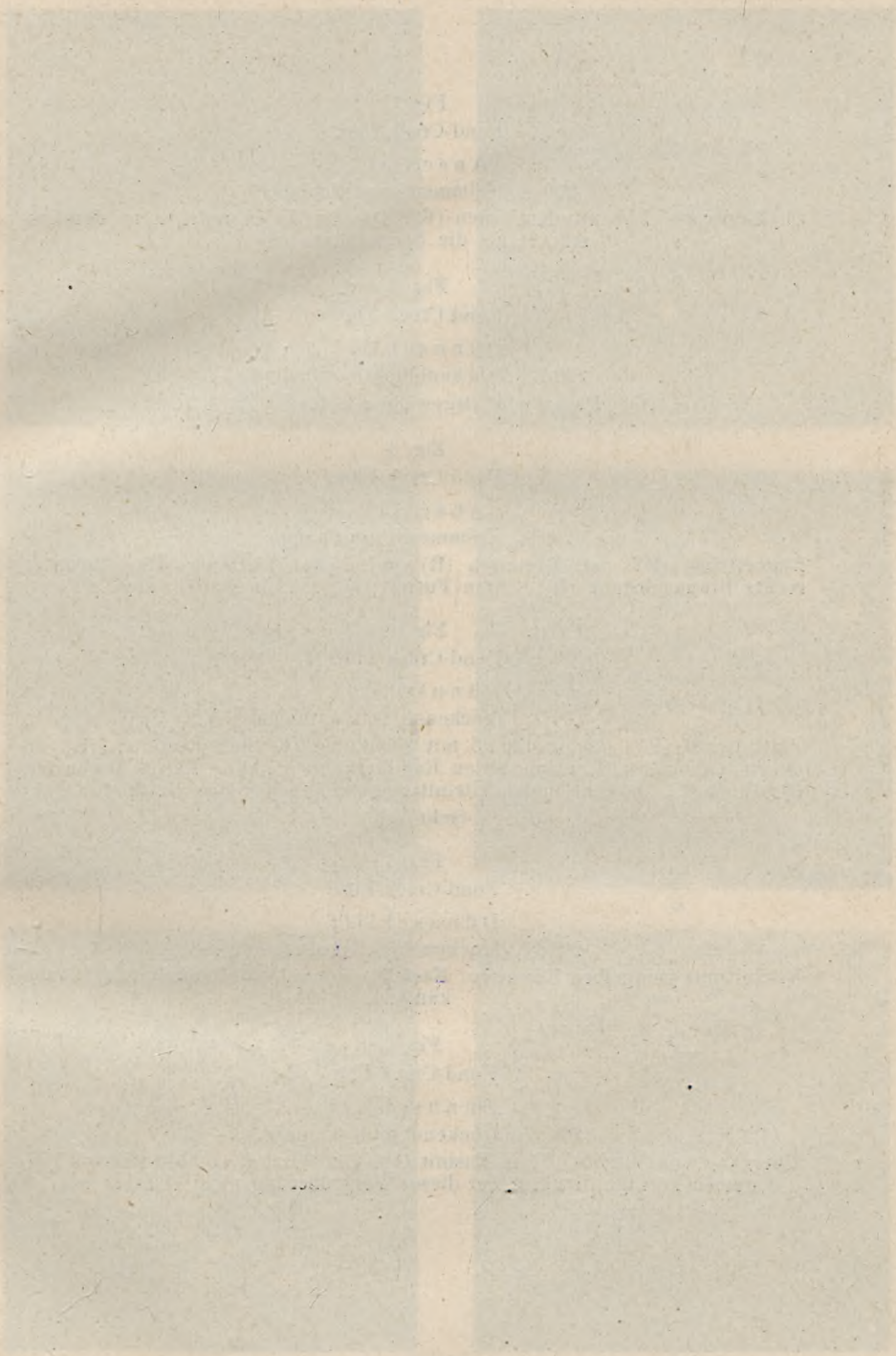


4

M.-L. Teichmüller: D. Feinbau amerikanischer Kohlen i. Anschliff u. Dünnschliff

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
BIBLIOTEKA



Tafel 7

Fig. 1.
Pond-Creek-Flöz.
Anschliff.
200 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Phyllovitrinit (PV) mit Kutikulen (K). Die Kutikulen reflektieren deutlich stärker als die Sporenhäute (Sp).

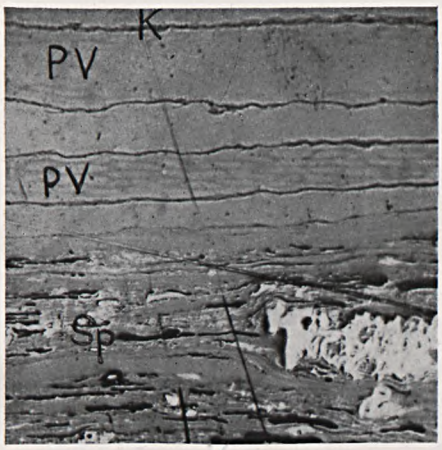
Fig. 2.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Dasselbe Blattgewebe wie in Fig. 2.

Fig. 3.
Pond-Creek-Flöz.
Anschliff.
200 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Blattvitrinit (PV) mit Resiniten (R) und dicker Kutikula (K). Darunter rechts Braunsubstanz (B). Unten Fusinit (F), z. T. in Nadeln abgesplittert.

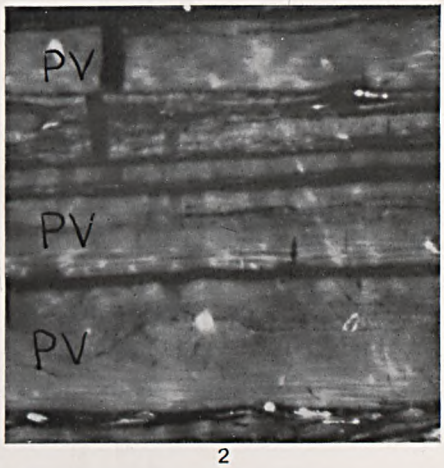
Fig. 4.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Blattvitrinit (PV) wie in Fig. 3 mit Kutikulen (K) und Resiniten (R), an denen man hier z. T. einen hellen Rand erkennen kann. Rechts unten ein Pyritkorn (P). Darüber, in den Vitrinit eingeschlossen, tonige Bestandteile (T) (sehr hell).

Fig. 5.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Vitrinit mit goldgelben Resiniten. Nach Naumova: Cordaitenholz mit Gummikanälen.

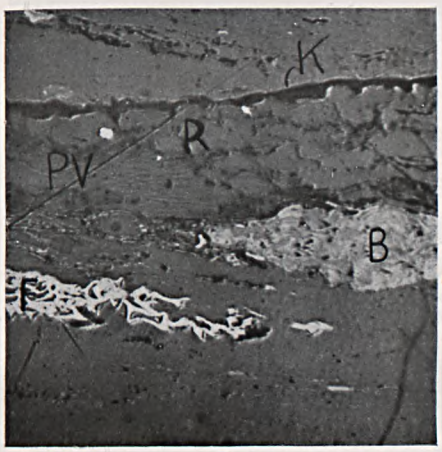
Fig. 6.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Übergang von Vitrinit (V) in Fusinit (F). Der Vitrinit enthält Mikrinit (M), dessen körnige Struktur bei dieser Vergrößerung nicht sichtbar ist.



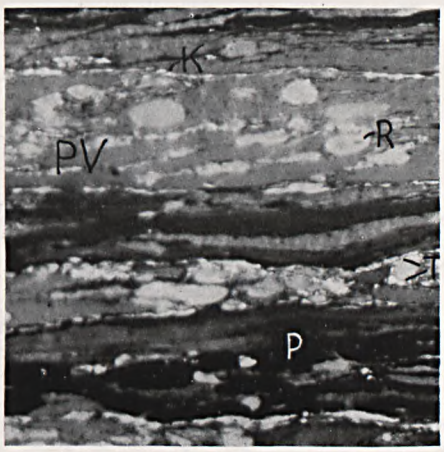
1



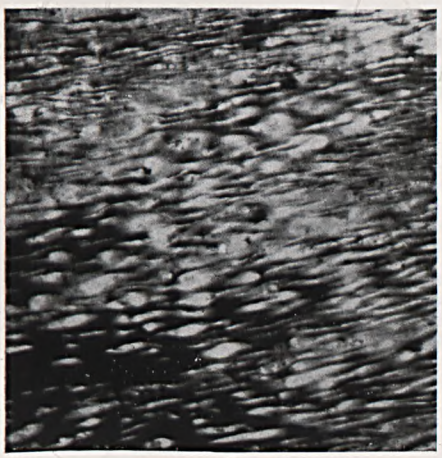
2



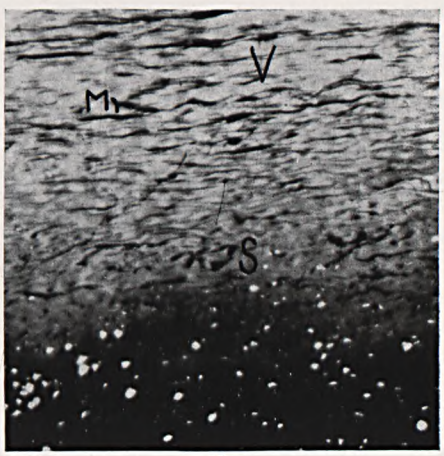
3



4



5



6

248/40

M.-L. Teichmüller: D. Feinbau amerikanischer Kohlen i. Anschliff u. Dünnschliff

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 8

Fig. 1.
Pond-Creek-Flöz.
Anschliff.
1000 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Mikrinit (M) in Vitrinit.

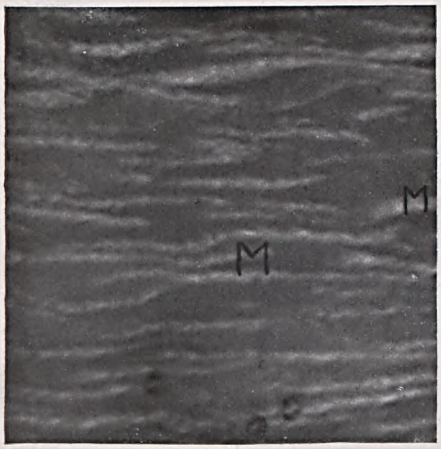
Fig. 2.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
1000 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Mikrinit (M) in Vitrinit. Die einzelnen Körnchen sind hier gut sichtbar. Unten gezackte Mikrospore (Sp).

Fig. 3.
Pond-Creek-Flöz.
Anschliff.
200 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Durit. Trotz der relativ schwachen Vergrößerung sind die Mikrinitkörnchen (M) sichtbar. In der Mitte links Fusinit (F), daneben links heller, harter Resinitkörper (R).

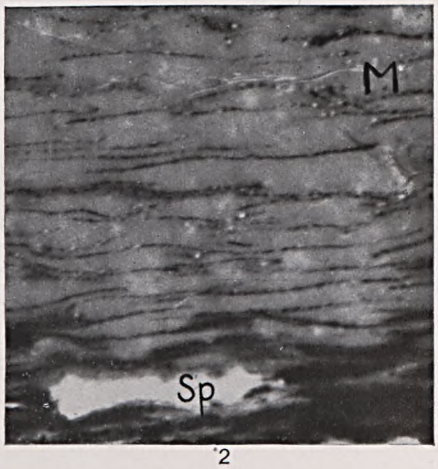
Fig. 4.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Durit. Der Mikrinit ist hier nicht bestimmbar. Unten Fusinit (F), der an den Zellhohlräumen erkennbar ist.

Fig. 5.
Pond-Creek-Flöz.
Anschliff.
200 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Anhäufung von verschiedenen Sporenhäuten (Sp), Kutikulen (K) und Resiniten (R) im Durit. Rechts oben zonare Resinite. Links unten daneben Braunsubstanz (B). In der Mitte links dunkler Resinitkörper (R ×).

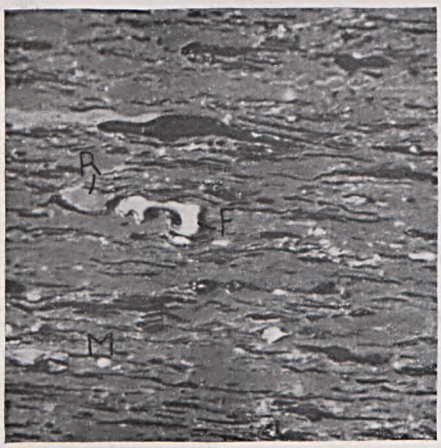
Fig. 6.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Anhäufung von Sporenhäuten im Durit. Die hantelförmige Mikrospore (Sp —) und die dünne, glatte Megaspore (Sp ×) sind typisch für den Durit vieler Kohlen. Die kleinen rundlichen Gebilde sind Höcker von Megasporen (H).



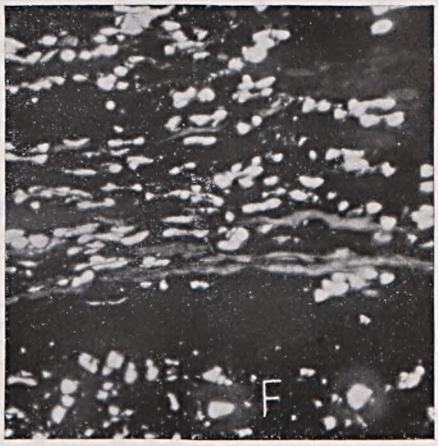
1



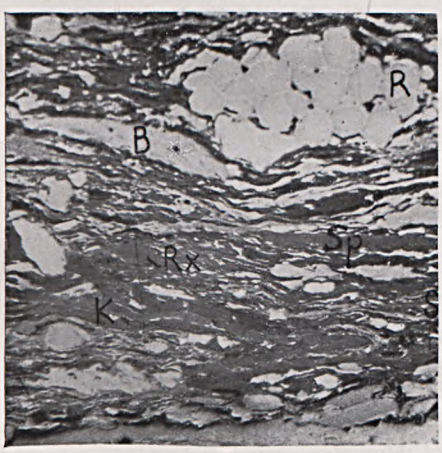
2



3

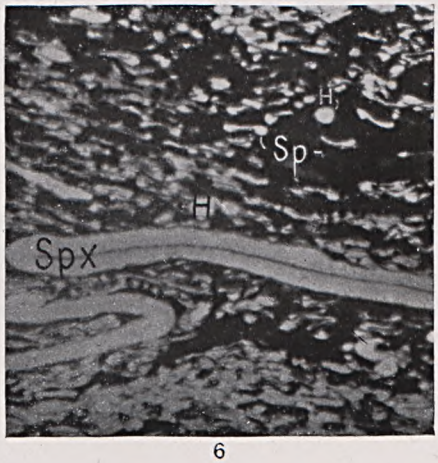


4



247/40

5



6

M.-L. Teichmüller: D. Feinbau amerikanischer Kohlen i. Anschliff u. Dünnschliff

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 9

Fig. 1.

Pond-Creek-Flöz.

Anschliff.

500 ×, Ölimmersionsaufnahme.

Sporangium (Spg), von einer feinen Haut (H) umschlossen. Oben dunkle Mineralien (m) im Clarit (Cl). Die Mikrospore in der Mitte oben hat einen Mikrinitkranz (×).

Fig. 2.

Pond-Creek-Flöz.

Dünnschliff.

200 ×, Trockenobjektivaufnahme.

Vier übereinander liegende Sporangien. Die isolierten Sporen oben links sind deutlich heller als die Sporen des Sporangiums.

Fig. 3.

Aufnahme von Herrn Sprunk, Pittsburg.

Sporenschiefer von Michigan, U. S. A.

Dünnschliff.

100 ×, Trockenobjektivaufnahme.

Megasporenhäute, deren körnigen Aufbau man schon bei dieser relativ schwachen Vergrößerung erkennt.

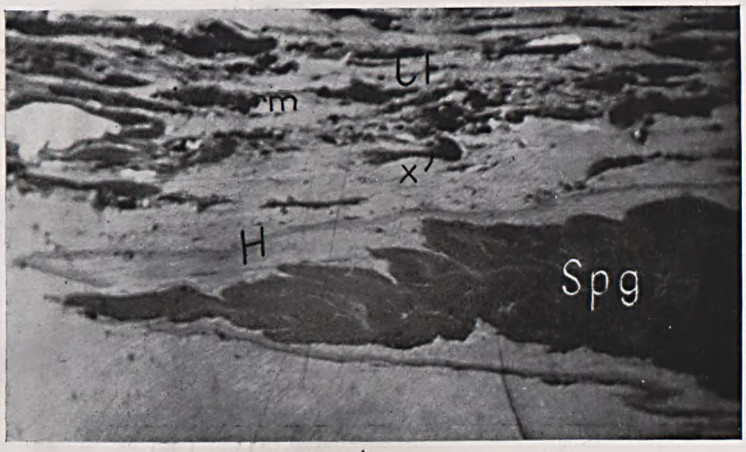
Fig. 4.

Pond-Creek-Flöz.

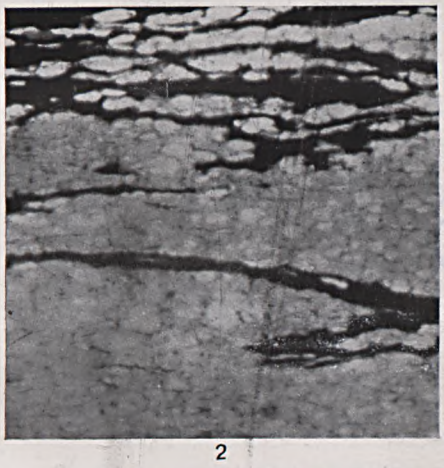
Anschliff.

200 ×, Ölimmersionsaufnahme.

Dicke, harte Kutikulen (K), die nach rechts fusinitisch werden, umschließen Blattvitrinit (PV), der ebenfalls nach rechts in Fusinit (F) übergeht. Ganz oben fein verteilter Pyrit (P).



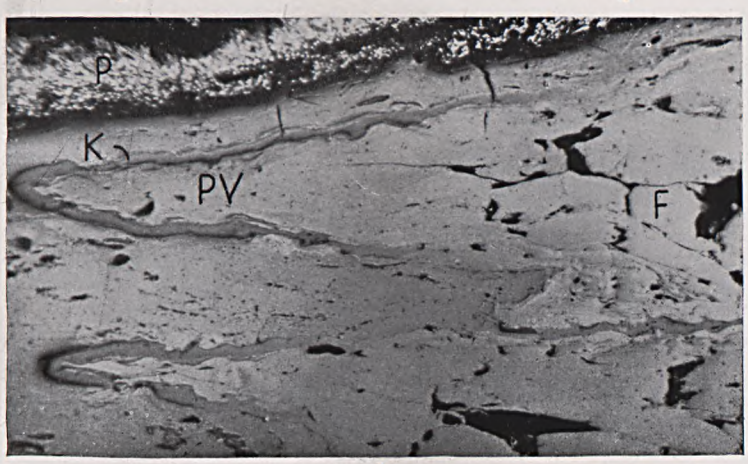
1



2



3



248/40

4

M.-L. Teichmüller: D. Feinbau amerikanischer Kohlen i. Anschliff u. Dünnschliff

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 10

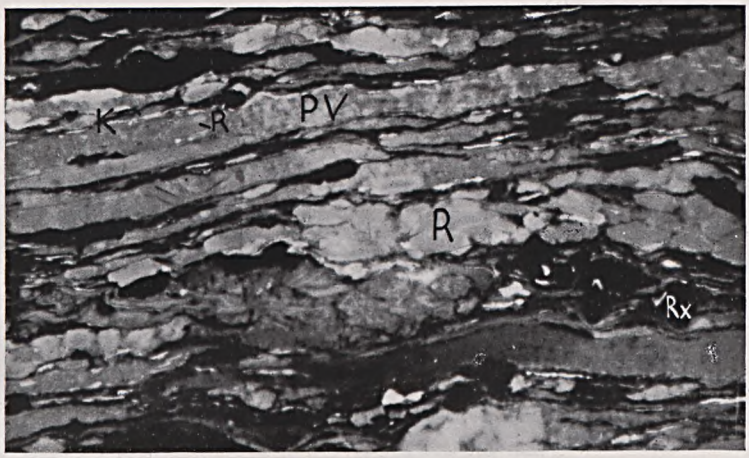
Fig. 1.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Hellrote Resinite mit hellem Rand (R). Rechts unten sehr dunkle Resinite (R ×). Quer durch die Mitte zieht ein Blattgewebe (PV) mit Resiniten (R) und Kutikula (K).

Fig. 2.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Verschiedene Resinite (R). In der Mitte dunkelbraune Resinite (R×), die nach links opak werden.

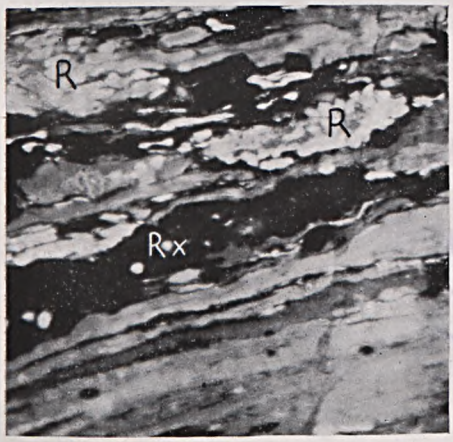
Fig. 3.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Fusinit im Durit. Der Fusinit (F) ist schwer zu erkennen.

Fig. 4.
Pond-Creek-Flöz.
Anschliff.
200 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Fusinit. Unten rechts gut erhaltenes Gefüge mit Zwischenzellräumen (Zz). Oben zerbrochene Zellwände (Bogenstruktur).

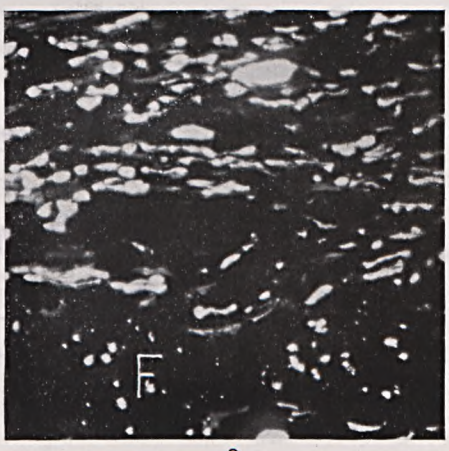
Fig. 5.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Fusinit. Gutes Gefüge mit Zwischenzellräumen (Zz). Die Zellräume sind mit Tonsubstanz (T) gefüllt.



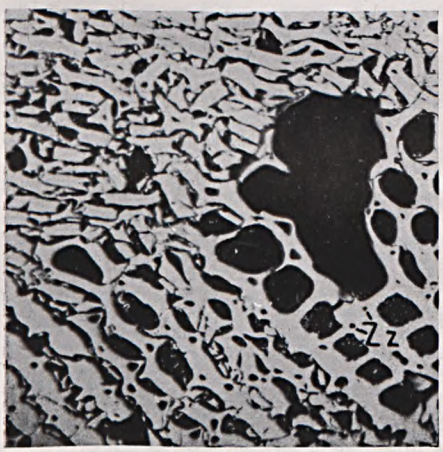
1



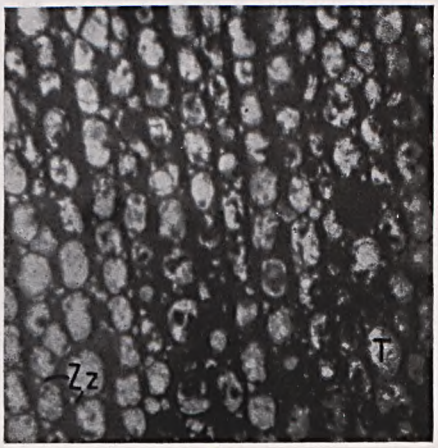
2



3



249/40 4



5

M.-L. Teichmüller: D. Feinbau amerikanischer Kohlen i. Anschliff u. Dünnschliff

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Fig. 1.
Pond-Creek-Flöz.
Anschliff.
200 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Fusinit (F) und Fusinitübergang (S) (deutlich dunkler). Der Fusinitübergang hat schon vitrinitähnliches Aussehen.

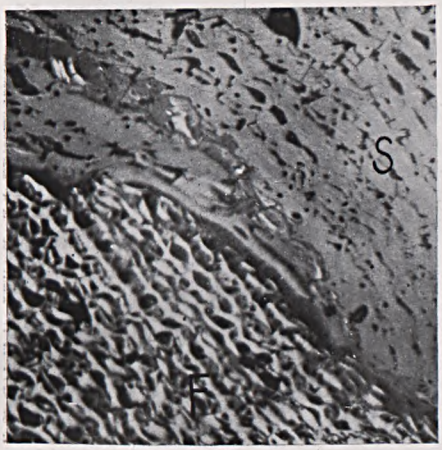
Fig. 2.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Fusinitübergang (S) und Fusinit (F). Der Fusinitübergang hat schon die typische Bogenstruktur des Fusinits.

Fig. 3.
Pond-Creek-Flöz.
Anschliff.
200 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Sklerotien (Sk) im Fusinit (F). Rechts Braunsubstanz (B) mit Sklerotien.

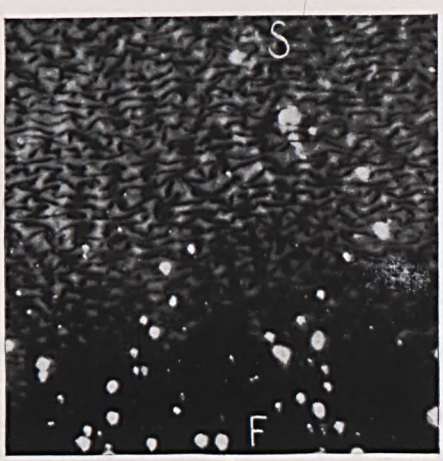
Fig. 4.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Sklerotien oder Fusinit? (×) Links oben im Vitrinit (V) der schwarze Körper ist sicher ein Sklerotium (Sk).

Fig. 5.
Pond-Creek-Flöz.
Anschliff.
200 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Pyrit (P) im Vitrinit (V). Unten Schmitze von Tonsubstanz (T).
Beachte das starke Relief und das hohe Reflexionsvermögen des Pyrits.

Fig. 6.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Pyrit (P) in gefügezeigendem Vitrinit (V). Einige Pyritkörner sind beim Schleifen verlorengegangen.



1



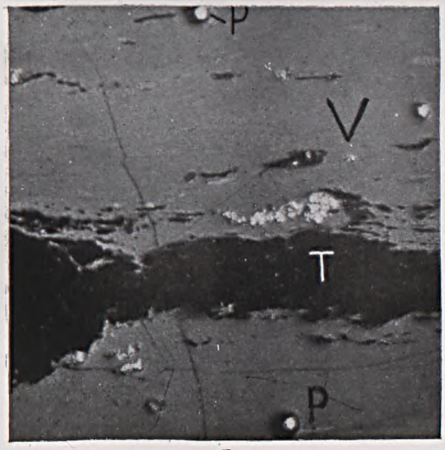
2



3



4



5

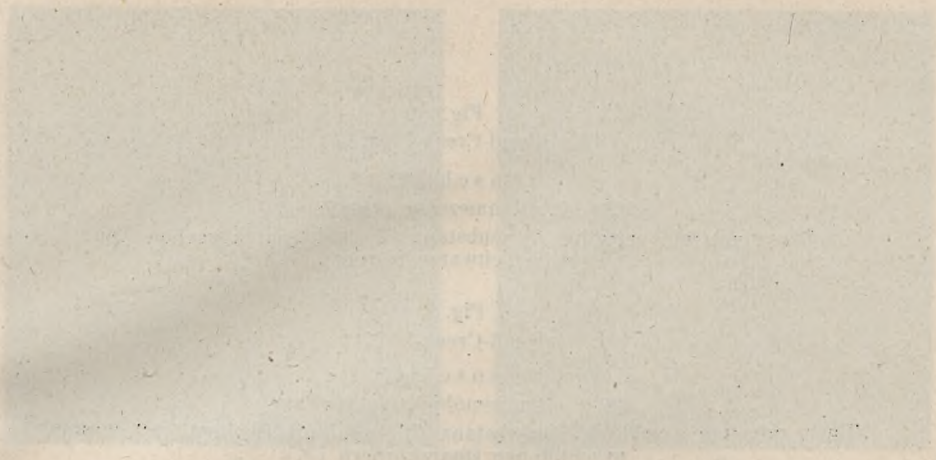
250/40

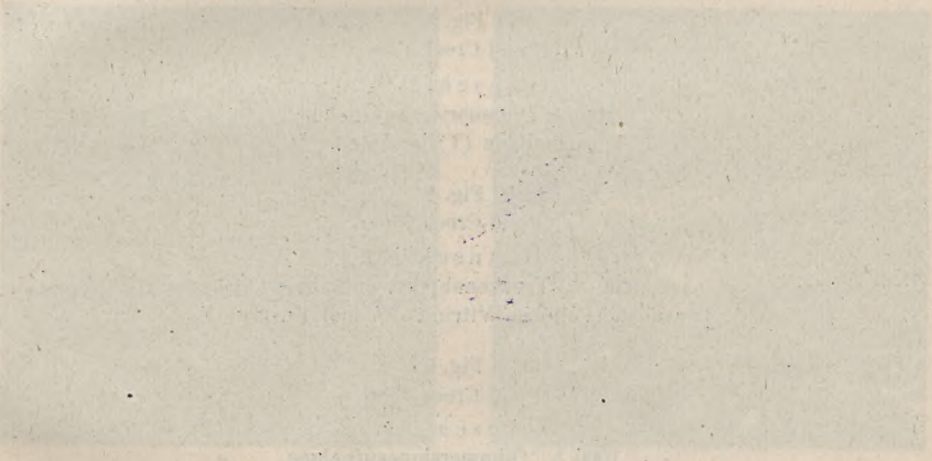


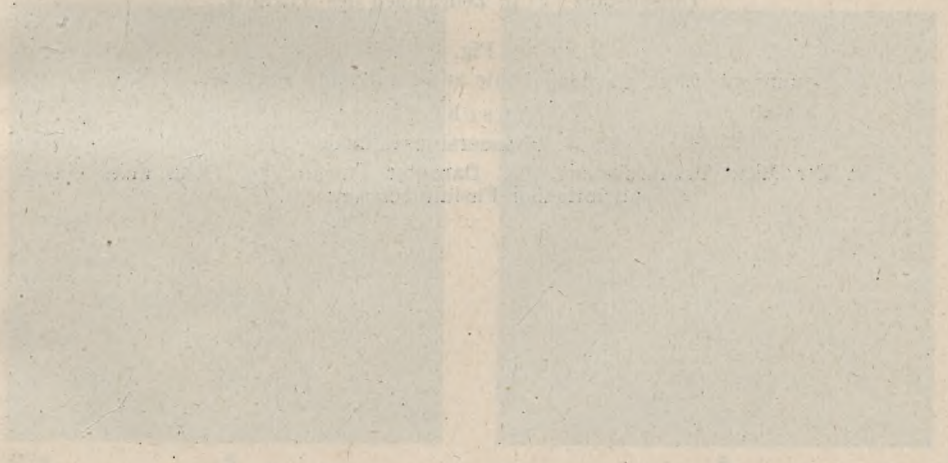
6

M.-L. Teichmüller: D. Feinbau amerikanischer Kohlen i. Anschliff u. Dünnschliff

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG







Tafel 12

Fig. 1.
Pond-Creek-Flöz.

Anschliff.

200 ×, Ölimmersionsaufnahme.

Clarit mit fein verteilter Tonsubstanz (T) und Quarzkörnchen (Qu) (große schwarze Körner).

Fig. 2.
Pond-Creek-Flöz.

Dünnschliff.

200 ×, Trockenobjektivaufnahme.

Clarit mit fein verteilter Tonsubstanz (T) und mit Löchern von herausgeschliffenen Quarzkörnern (×).

Fig. 3.
Pond-Creek-Flöz.

Anschliff.

200 ×, Ölimmersionsaufnahme.

Tonschmitzen (T) im Vitrit (Vi).

Fig. 4.
Pond-Creek-Flöz.

Dünnschliff.

200 ×, Trockenobjektivaufnahme.

Tonsubstanz (T) im Vitrinit (V) und Fusinit (F).

Fig. 5.
Pond-Creek-Flöz.

Anschliff.

1000 ×, Ölimmersionsaufnahme.

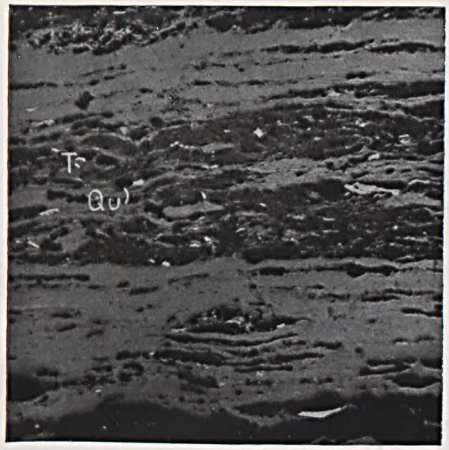
Tonsubstanz (T) in Zellräumen des Vitrinits.

Fig. 6.
Sunnyside-Flöz. Gasflammkohle aus der Kreide von Utah, U. S. A.

Anschliff.

200 ×, Ölimmersionsaufnahme.

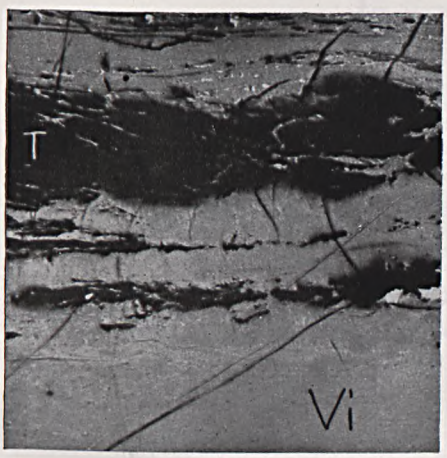
In der Mitte Braunsubstanz (B). Darunter Fusinit (F). Oben links ein vitrinitnaher Fusinitübergang (S).



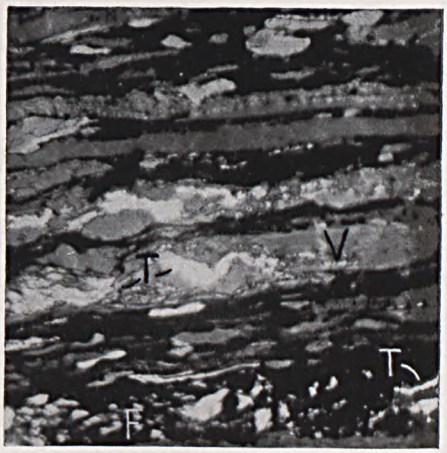
1



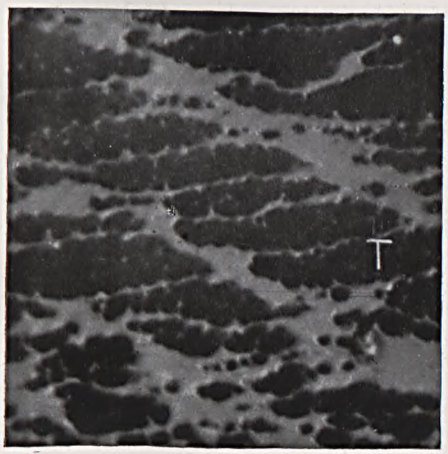
2



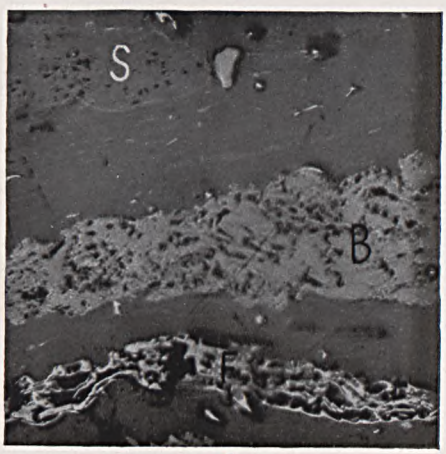
3



4



5



6

251/40

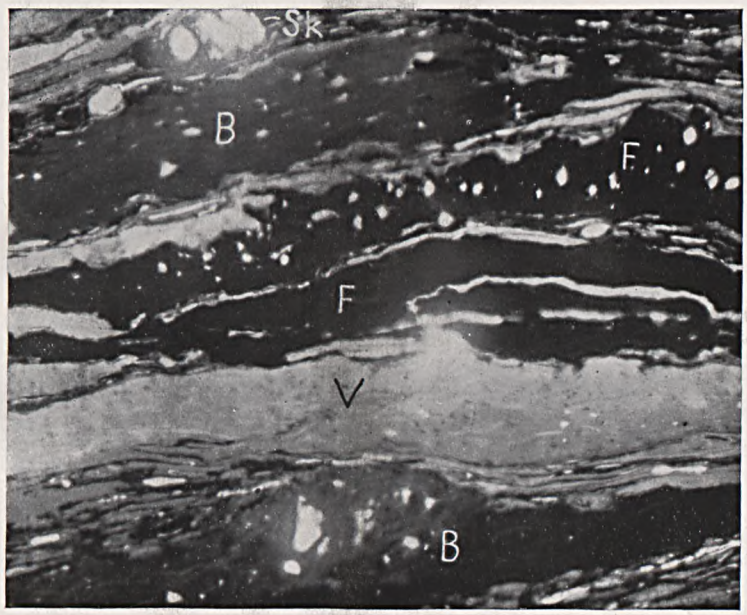
M.-L. Teichmüller: D. Feinbau amerikanischer Kohlen i. Anschliff u. Dünnschliff

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
Danzig

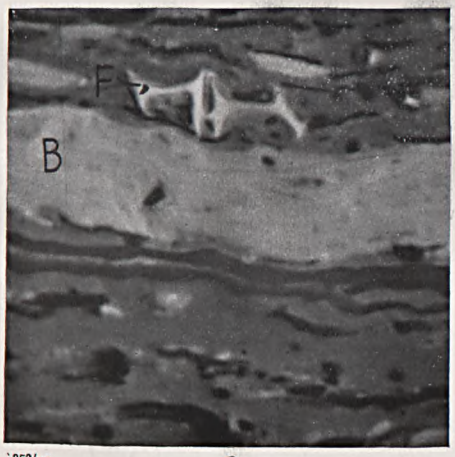
Fig. 1.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
200 ×, Trockenobjektivaufnahme.
Oben links und unten Braunsubstanz (B). Die Braunsubstanz unten wird nach rechts opak. Ganz oben links wahrscheinlich ein Sklerotium (Sk). In der Mitte Fusinit (F) und resinithaltiger Vitrinit (V).

Fig. 2.
Pond-Creek-Flöz.
Anschliff.
400 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Oben heller Streifen von Braunsubstanz (B). Darüber fusinitische Zellwandbruchstücke (F).

Fig. 3.
Pond-Creek-Flöz.
Dünnschliff.
1000 ×, Ölimmersionsaufnahme.
Oben und in der Mitte echte Braunsubstanz Thiessen's (B), schwach durchscheinend. Die Sporenhäute (Sp) oben sind stark beansprucht. Unten relativ gut erhaltene Mikrosporenhäute.

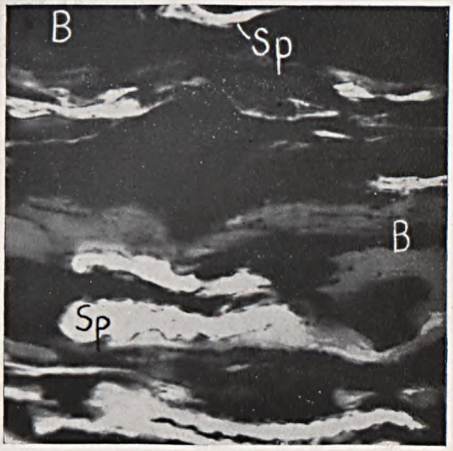


1



252/40

2



3

M.-L. Teichmüller: D. Feinbau amerikanischer Kohlen i. Anschliff u. Dünnschliff

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Tafel 14

Seite

Fig. 1. *Stropheodonta (Leptostrophia) explanata* Sow. 61
Schloßrand mit Divaricatoren sowie Skulpturreste
Annähernd natürliche Größe

Fig. 2. *Goniophora schwerdi* Beushausen 66
Bruchstück eines Abdruckes mit Kiel und Skulptur
Natürliche Größe

Fig. 3—4. *Tropidoleptus carinatus* Conr. 62
Fig. 3. Steinkern
Fig. 4. Plastilinabdruck desselben Steinkernes
Natürliche Größe

Fig. 5. *Rhenorensselaeria strigiceps* F. Roemer 64
Verdrückter Steinkern
Natürliche Größe

Fig. 6. *Tropidoleptus carinatus* Conr. 62
Steinkern
Natürliche Größe

Fig. 7. *Tropidoleptus carinatus rhenanus* Frech 62
Steinkern und Abdruck
Natürliche Größe

Fig. 8. *Spirifer hystericus* v. Schlotheim 63
Zwei Steinkerne
Etwa natürliche Größe

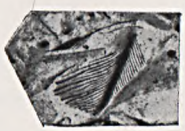
Fig. 9. *Rhenorensselaeria strigiceps* F. Roemer 64
Zwei Steinkerne
Vergrößerung etwa 1/6

Fig. 10. Gesteinsplatte mit *Tropidoleptus carinatus rhenanus* Frech . 62
Tentaculites schlotheimi Koken 64
Spirifer hystericus v. Schlotheim 63
Rhenorensselaeria strigiceps F. Roemer . . 64

Bemerkung: Das Fossilmaterial befindet sich in der Sammlung der Reichsstelle für Bodenforschung.



1



2



3



4



5



6



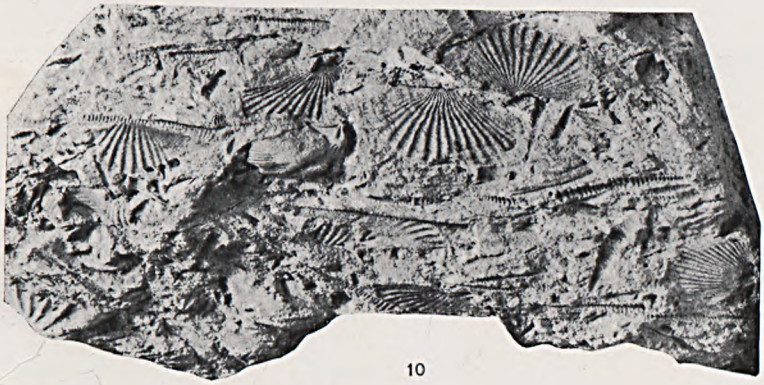
7



8



9



10

70/40

R. Pütz phot. u. gez.

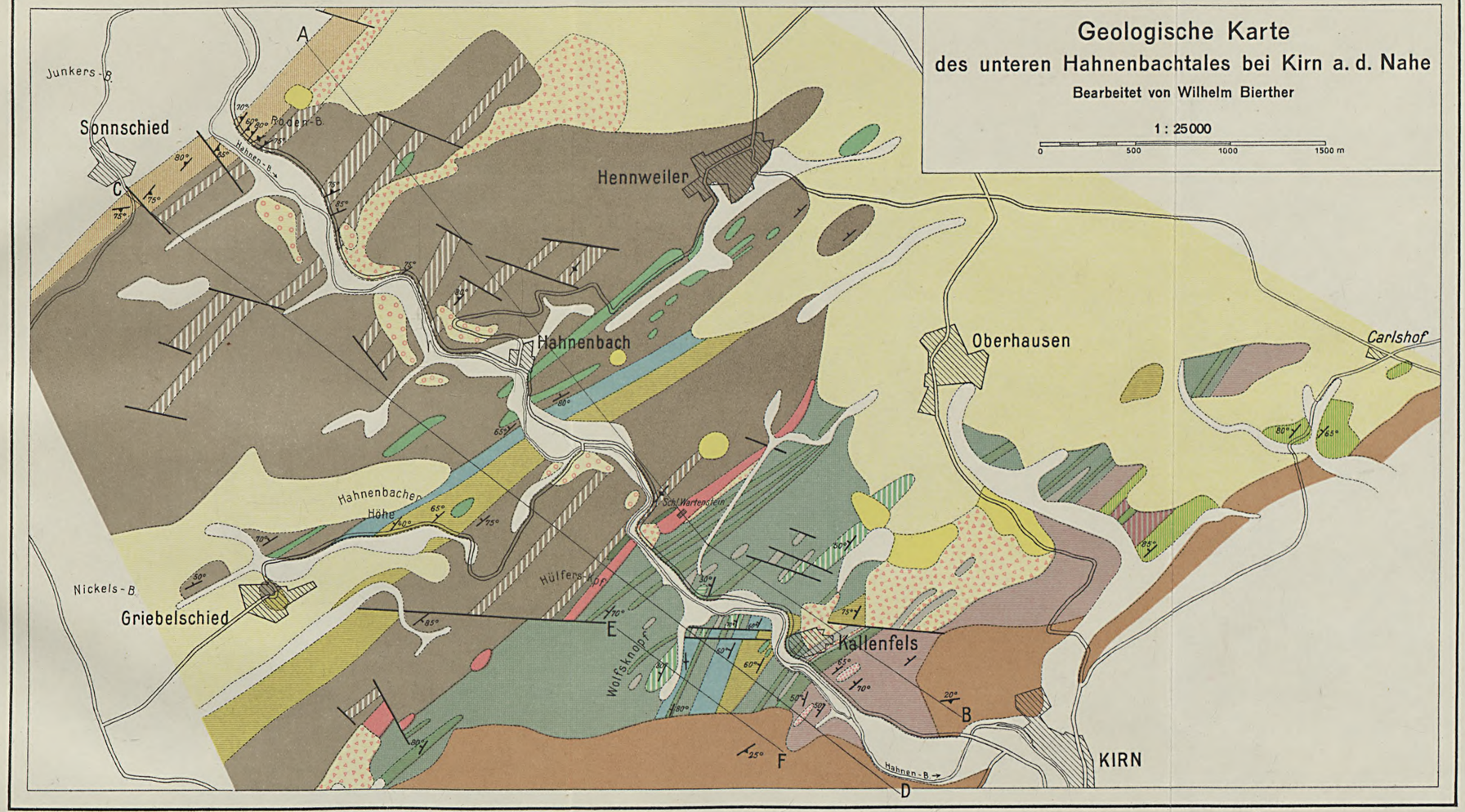
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG BIBLIOTHEK

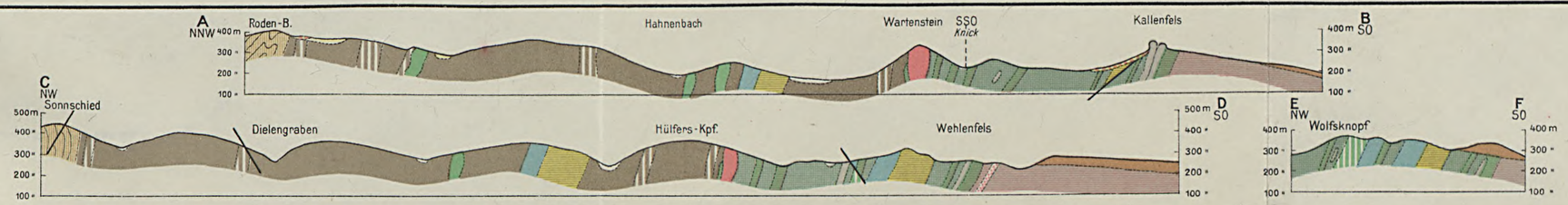
Geologische Karte
des unteren Hahnenbachtales bei Kirn a. d. Nahe

Bearbeitet von Wilhelm Bierther

1 : 25000

0 500 1000 1500 m





- Alluvium / Diluvium
  - Rezente Aufschüttungen
  - Talterrassen
  - Schutt
  - Verlehmte Hochfläche
- (Pliozän) Tertiär
  - Kiese und Sande
- Rotliegendes (Kuseler Schichten)
  - Konglomerate, Sandsteine, Schiefertone
- Paläozoische Eruptiva z. T. metamorph
  - Mandelsteingrünschiefer
  - Chloritalbitschiefer
  - Diabas
- Devon
  - Hunsrückschiefer: Graue Quarzite und Grauwacken; Graue und schwarze Tonschiefer
  - Taunusquarzit: Quarzite mit Tonschiefereinlagerungen
  - Gedinne: Bunte Phyllite, Quarzite, Konglomerate
- Kallenfels-Serie
  - Kalkknollenschiefer
  - Alaunschiefer
- Hahnenbach-Serie
  - Graue Quarzite
  - Bunte Schiefer
  - Graue und graugrüne Schiefer, phyllitisch
- Vorsoonwald-Serie
  - Grünschiefer
  - Kalkgrünschiefer
  - Phyllitische Kieselschiefer
  - Quarzitbänke im Phyllit
  - Phyllit
- Gneis von Wartenstein
  - Kristalline Schiefer
- Streichen und Fallen der Schichtung
- Streichen und Fallen der Schieferung
- Störungen
- Profillinien A–B

Wilhelm Bierther: Geologie des unteren Hahnenbachtales bei Kirn a. d. Nahe

Druck der Reichsstelle für Bodenforschung, Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZAKŁADU
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

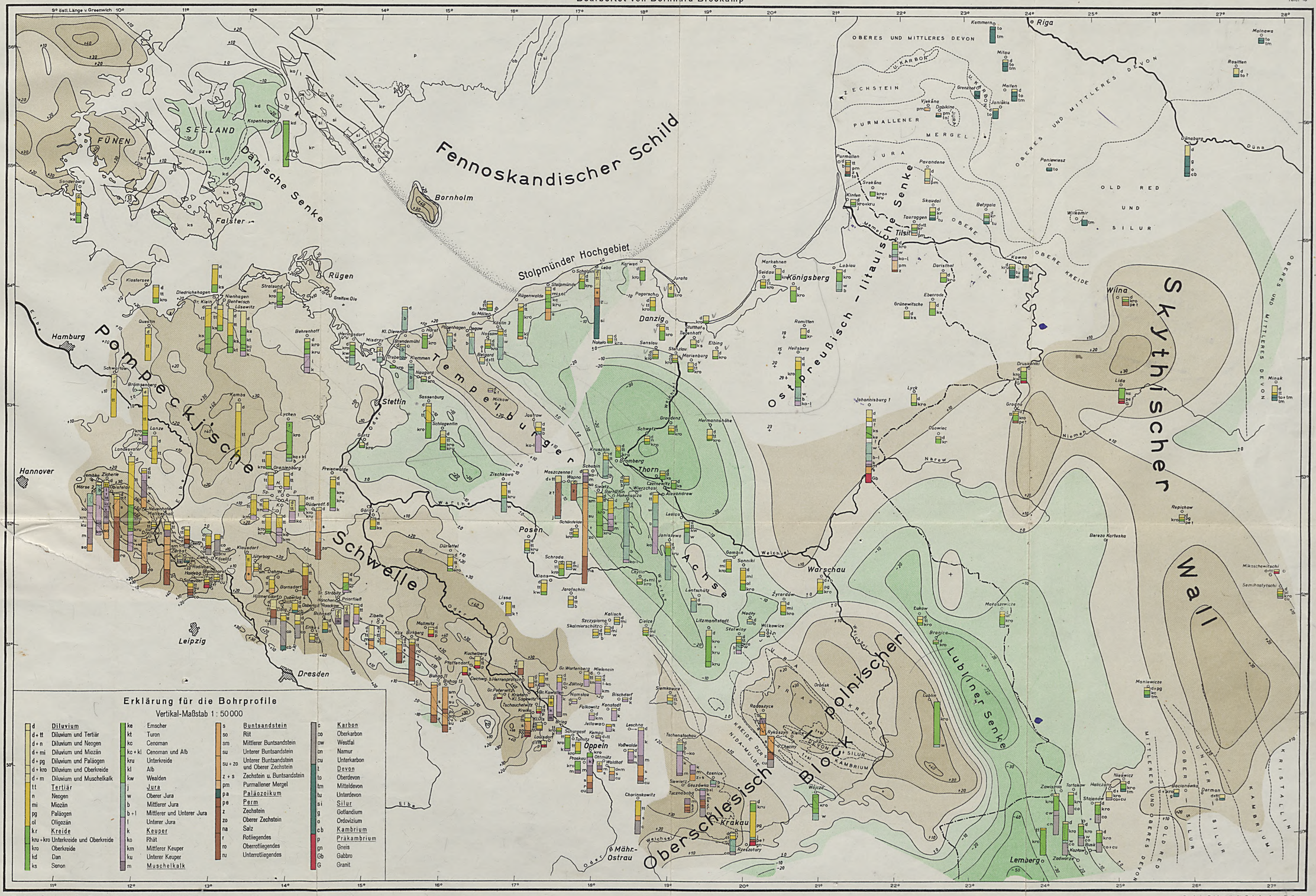
Gravimetrische Skizze von Nordost-Deutschland

Auf Grund der vorliegenden Aufnahmen der Reichsstelle für Bodenforschung in Berlin, der Dienststelle für Bodenforschung bei der Regierung des Generalgouvernements und des Geodätischen Instituts in Kopenhagen

Jb. Reichsstelle für Bodenforschung, 61, 1940

Bearbeitet von Bernhard Brockamp

Tafel 16


Fennoskandischer Schild
Baltischer Schild
Dänische Senke
Pompeckische Schwelle
Temperburger Schwelle
Stolpmünder Hochgebiet
Ostpreußisch-litauische Senke
Polnischer Block
Oberschlesischer Block
Lubliner Senke
Achse
Skythischer Wall
SEELAND
FÜNEN
Bornholm
Falster
Rügen
Hamburg
Hannover
Leipzig
Dresden
Stettin
Danzig
Thorn
Posen
Warschau
Königsberg
Tilsit
Riga
Wilna
Lemberg
Krakau
Oppeln
Mähr.-Ostrau
Elbe
Oder
Weichsel
Warthe
Memel
Niemen
Düna
Narew
OBERES UND MITTLERES DEVON
OBERE KREIDE
OLD RED UND SILUR
KAMBRIUM
KREIDE DER NIDA-MULDE
PURMALLENER MERGEL
JURA
TRIAS
ZECHSTEIN
U. KARBON
Purmallen
Pavandene
Skaudai
Tauroggen
Kinten
Svekšna
Markehnen
Geidau
Labiau
Daristhal
Kowno
Grünewitsche
Ebenrode
Romitten
Heilsberg
Elbing
Marienburg
Stenzlau
Senslau
Pogorsch
Jurata
Karwen
Rügenwalde
Stolpmünde
Köslin 3
Nakel
Bromberg
Schwetz
Graudenz
Hermannshöhe
Gemlin
Sanniki
Lentschütz
Litzmannstadt
Stotwiny
Modry
Wilkowice
Lask
Kalisch
Skalmierschütz
Cielce
Lissa
Jarotschin
Schroda
Kosten
Gr. Wartenberg
Gr. Zolling
Namslau
Falkowitz
Konstadt
Jellowa
Tschenstochau
Radoszyce
Ryksztyn
Chencny
Siewierz
Tucznawa
Gladowka
Bosnice
Wejcza
Orodsk
Lublin
Brajnica
Tukow
Matoszewice
Maniewicze
Semihostytschi
Mikaschewitschi
Berezа Kartuska
Repichow
Lida
Druskeniki
Grodno
Lyck
Johannisburg 1
Osowiec
Minsk
Nieswicz
Haliczany
Tartakow
Stojanow
Zawistnia
Zadworze
Kaztow
Rusk
Derman
Dacianówka
Meitan
Janiskis
Grenzhof
Mitau
Kemmern
Malnawa
Resitten
Dünaburg
Poniewiesz
Wilkomir
Vieksna
Dabikine
Janiskis
Ponewiesz
Beigala
Tauroggen
Kowno
Wilna
Lida
Grodno
Druskeniki
Lyck
Johannisburg 1
Osowiec
Nieswicz
Haliczany
Tartakow
Stojanow
Zawistnia
Zadworze
Kaztow
Rusk
Derman
Dacianówka
Repichow
Berezа Kartuska
Mikaschewitschi
Semihostytschi
Maniewicze
Matoszewice
Tukow
Brajnica
Lublin
Orodsk
Radoszyce
Ryksztyn
Chencny
Siewierz
Tucznawa
Gladowka
Bosnice
Wejcza
Tschenstochau
Tschensochau
Rzeszotary
Pszczyna
Oswiecim
Sosnice
Charlottenhof
Tarnitz
Ottmütz
Waldhof
Proskau
Jellowa
Falkowitz
Konstadt
Namslau
Kreuzburg
Tschauschwitz
Kl. Stanowitz
Kraskau
Gr. Kawallen
Gr. Peterwitz
Gr. Strehlitz
Pratschke
Gr. Wartenberg
Miekencin
Gr. Zolling
Bischdorf
Leschna
Voßwalde
Charlottenhof
Tarnitz
Ottmütz
Waldhof
Proskau
Oppeln
Kamin
Schurgast
Brieg
Ohlau
Lissa
Jarotschin
Schroda
Kosten
Kalisch
Skalmierschütz
Cielce
Litzmannstadt
Stotwiny
Modry
Wilkowice
Lask
Sanniki
Gemlin
Lentschütz
Warschau
Thorn
Graudenz
Hermannshöhe
Schwetz
Bromberg
Kruschin
Schubin
Sielz
Hohensalza
Wierzchosl
Alexandrow
Leslau
Janiszewo
Chylin
Posen
Schönfeld
Wapno
Maschzenno 1
Zischkowo
Gollantsch
Gnesen
Gorzyn
Birnbaum
Meseritz
Bentschen
Lissa
Jarotschin
Schroda
Kosten
Rawitsch
Fraustadt
Sagan
Sprottau
Glogau
Freystadt
Freienwalde
Schlagentin
Sassenburg
Milkow
Jastrow
Neustettin
Rummelsburg
Lauenburg
Stolp
Rügenwalde
Köslin 3
Nakel
Pogorsch
Jurata
Karwen
Scholpin
Leba
Stolpmünde
Rügenwalde
Gr. Möllen
Begow
Nossow
Belgard
Klemmen
Trebenow
Misdroy
Kl. Dievenow
Greifenmühl
Horst
Pölitz
Naugard
Sassenburg
Schlagentin
Milkow
Jastrow
Görtz
Freienwalde
Zischkowo
Gollantsch
Gnesen
Gorzyn
Birnbaum
Meseritz
Bentschen
Rawitsch
Fraustadt
Sagan
Sprottau
Glogau
Freystadt
Lübben
Cottbus
Forst
Guben
Sommerfeld
Crossen
Züllichau
Schwiebus
Landsberg
Soldin
Arnswalde
Friedeberg
Pyritz
Stargard
Greifenhagen
Pasewalk
Ueckermünde
Anklam
Demmin
Neubrandenburg
Malchin
Waren
Röbel
Penzlin
Neustrelitz
Woldegk
Prenzlau
Angermünde
Schwedt
Eberswalde
Bernau
Berlin
Potsdam
Brandenburg
Rathenow
Nauen
Oranienburg
Kyritz
Wittstock
Perleberg
Pritzwalk
Ludwigslust
Parchim
Güstrow
Teterow
Malchow
Plau
Lübz
Grabow
Ludwigslust
Hagenow
Schwerin
Wismar
Rostock
Ribnitz
Stralsund
Greifswalde
Barth
Grimmen
Tribsees
Franzburg
Ribnitz
Rostock
Bad Doberan
Kröpelin
Neubukow
Grevesmühlen
Wismar
Schwerin
Boizenburg
Lauenburg
Ratzeburg
Mölln
Lübeck
Eutin
Oldenburg
Neustadt
Grömitz
Heiligenhafen
Fehmarn
Burg
Puttgarden
Kiel
Neumünster
Bad Segeberg
Itzehoe
Glückstadt
Elmshorn
Pinneberg
Altona
Hamburg
Harburg
Winsen
Lüneburg
Uelzen
Salzwedel
Gardelegen
Wolmirstedt
Magdeburg
Burg
Genthin
Jerichow
Tangermünde
Stendal
Osterburg
Seehausen
Werben
Havelberg
Kyritz
Neuruppin
Fehrbellin
Nauen
Rathenow
Brandenburg
Potsdam
Berlin
Bernau
Eberswalde
Schwedt
Angermünde
Prenzlau
Templin
Zehdenick
Oranienburg
Ruppin
Wittstock
Perleberg
Pritzwalk
Ludwigslust
Parchim
Güstrow
Teterow
Malchow
Plau
Lübz
Grabow
Hagenow
Schwerin
Wismar
Rostock
Ribnitz
Stralsund
Greifswalde
Barth
Grimmen
Tribsees
Franzburg
Bad Doberan
Kröpelin
Neubukow
Grevesmühlen
Boizenburg
Lauenburg
Ratzeburg
Mölln
Lübeck
Eutin
Oldenburg
Neustadt
Grömitz
Heiligenhafen
Fehmarn
Burg
Puttgarden
Kiel
Neumünster
Bad Segeberg
Itzehoe
Glückstadt
Elmshorn
Pinneberg
Altona

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15.000

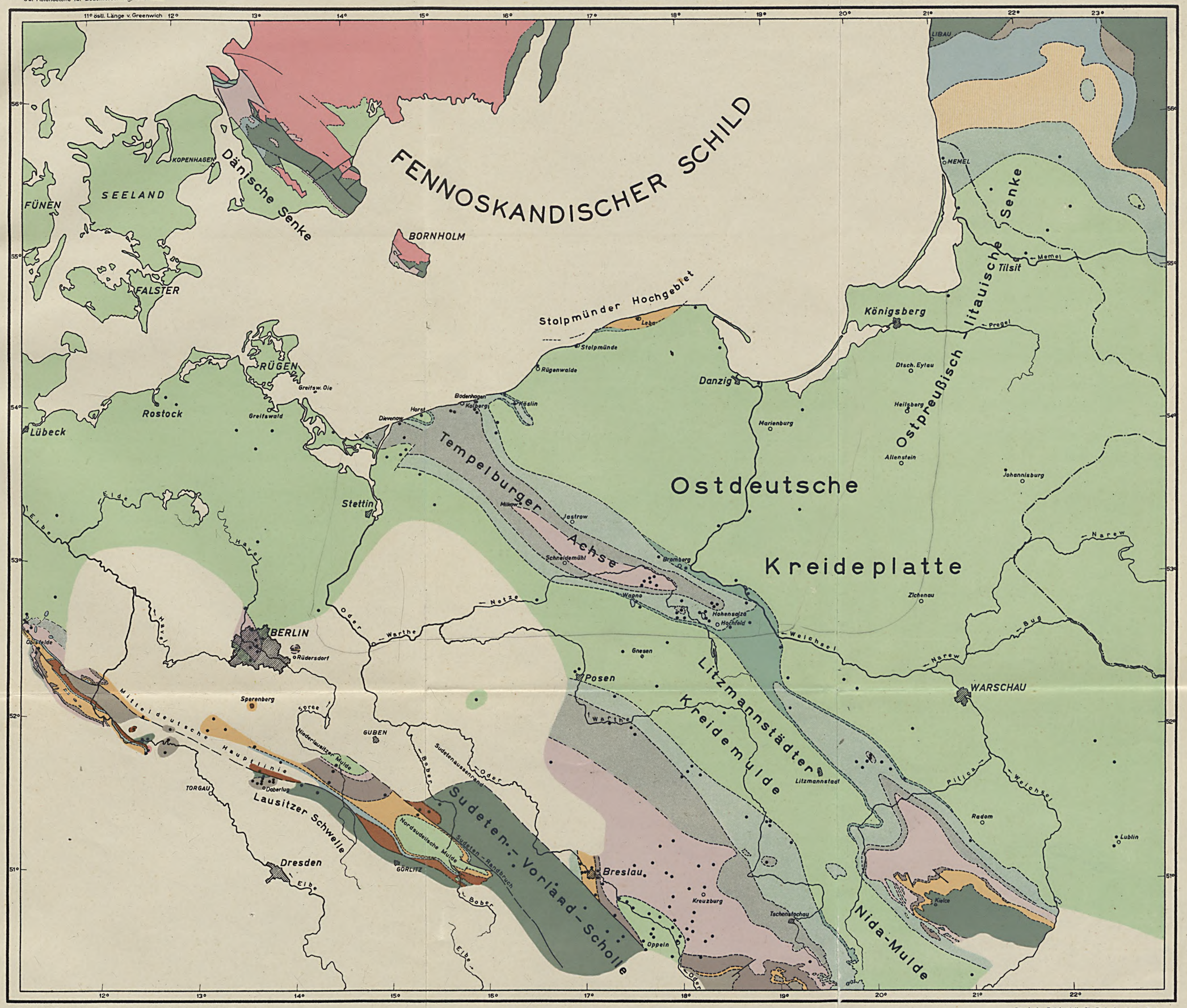
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK

Der tiefere Untergrund Nordost-Deutschlands

Bearbeitet von Bernhard Brockamp

Jb. Reichsstelle für Bodenforschung, 61, 1940



Bernhard Brockamp: Zum Bau des tieferen Untergrundes Nordost-Deutschlands

1 : 2 500 000

0 25 50 75 100 200 km

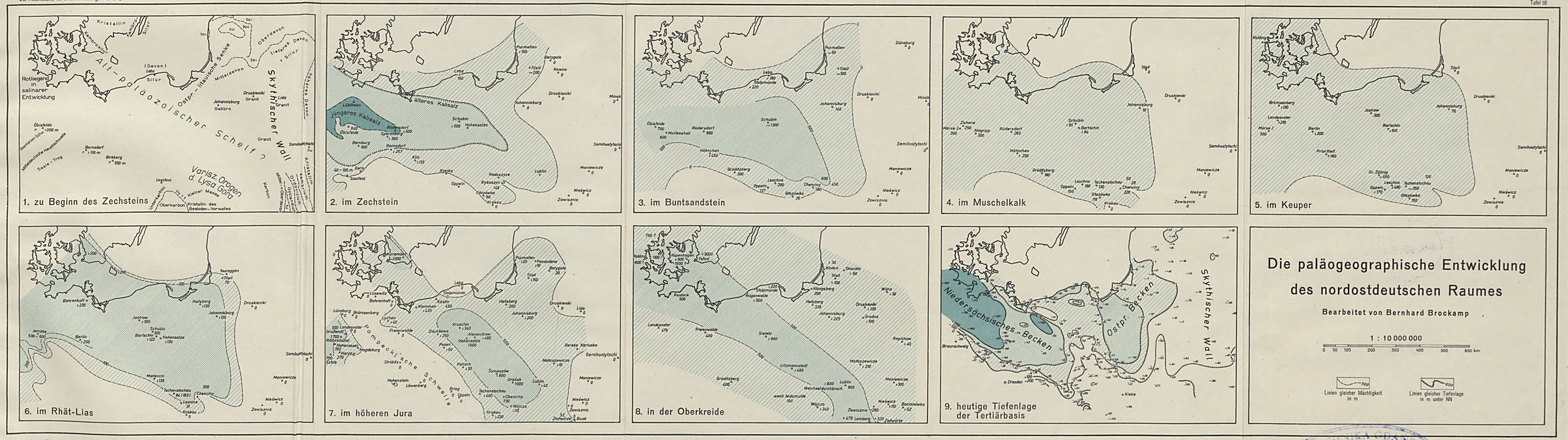
Druck der Reichsstelle für Bodenforschung, Berlin

Kristallines Grundgebirge | Kambrium bis Devon | Karbon | Rotliegendes | Zechstein | Purmallener Mergel | Untere Trias | Mittlere Trias | Obere Trias und Unterer Jura | Mittlerer Jura | Oberer Jura | Unterkreide | Oberkreide | Wichtige Bohrungen

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

GDAŃSKA · POLITECHNIKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ

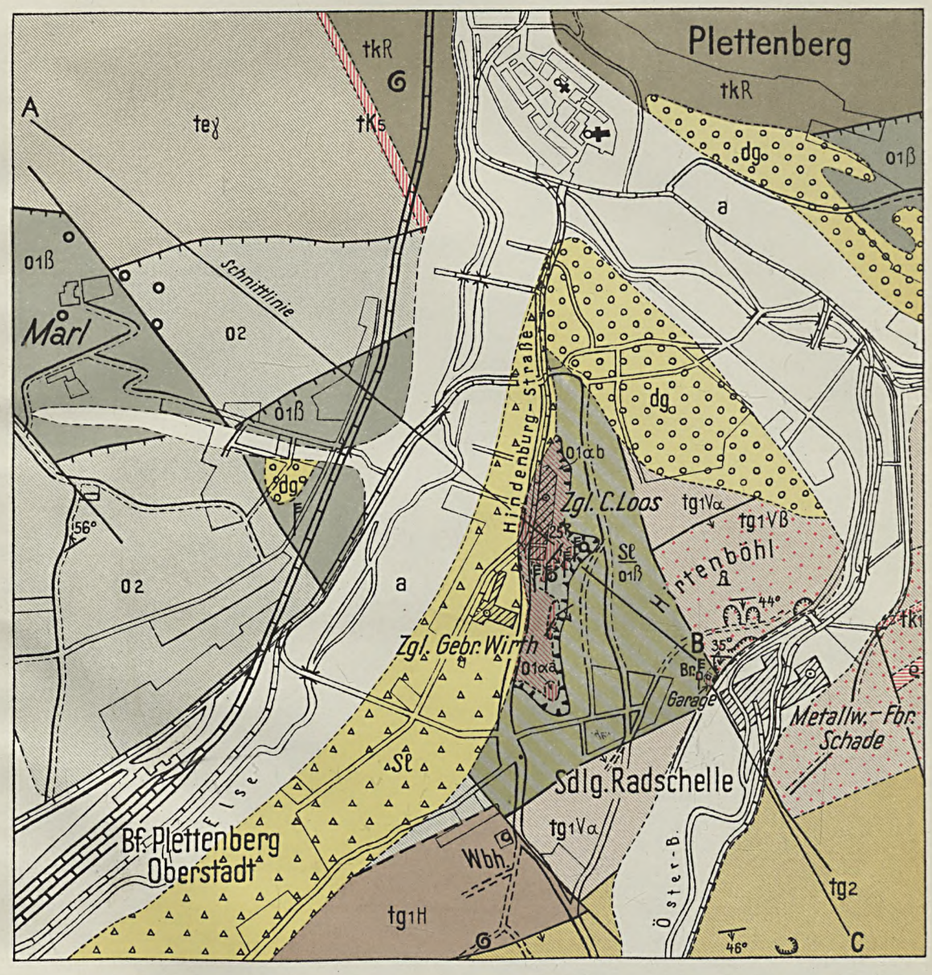
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
BIBLIOTHEK



POLITECHNIKA GDAŃSKA
III 15008

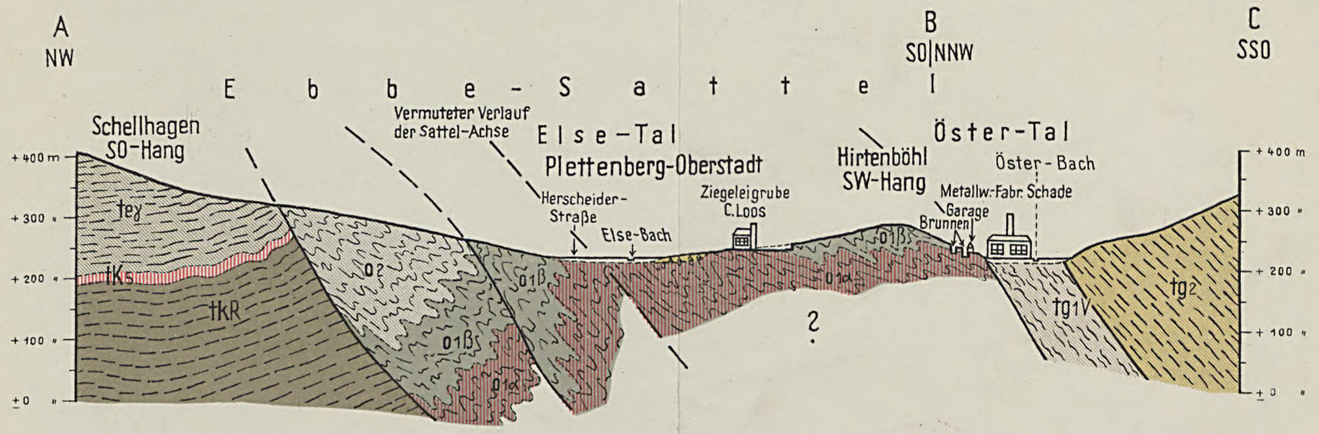
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Geologische Spezialkarte des Ebbe-Sattels bei Plettenberg



1 : 10 000

0 100 200 300 400 500 600 700 800m



Ordovicium (Herscheider Schichten)

Unteres Llanvirn (Plettenberger) Bänderschiefer
01ß — Graublaue, dickspaltende, sandgebänderte Schiefer; a zutagetretend, b Verbreitung im nahen Untergrund wahrscheinlich

Oberes Llanvirn Untere Tonschiefer
01ß — Blauschwarze, ebenspaltende, milde Tonschiefer, im Liegenden wechsellagernd mit graublauen, dickspaltenden Schiefern

Llandeilo Grauwackenschiefer
02 — Graublaue, sandig-glimmerige, vielfach sandgebänderte, zähe Ton- und Grauwackenschiefer

Oberes Unterdevon

Oberkoblenz

Remscheider Schichten
tkR — Blaugraue Tonschiefer mit vereinzelten Grauwackenbänken

Bilsteiner Tuff
tK5 — Aschen- und Keratophyrtuffe

Unterdev. Cultrij.-Zone
teϒ — Dunkelgraue Ton- und Grauwackenschiefer mit Sandsteinbänken

Alluvium
a — Gerölle, Kies, Sand und Lehm

Verwerfungen beobachtet \ vermutet

Überschiebungen

Tiefstes Unterdevon

Unter-Gedinne

Hülinghäuser Schichten
tg1H — Ockerfarbig verwitterte Mergelschiefer

Verse-Schichten
tg1V — α-Graue und grünlichgraue, meist dickschiefrige Tonschiefer mit Grauwackensandsteinen, ß-Grauwackensandsteine, ϱ=Rotschiefer, tK1=Keratophyrtuff

Ober-Gedinne Bunte Ebbe-Schichten
tg2 — Rote und grüne Schiefer mit vereinzelten Grauwackensandsteinbänkchen

Diluvium

Terrassenbildungen
dg — Lehm und Geröll

Gehängelehm u. -schutt
Sl — Lehm und eckiger Gesteinsschutt

Sl 01ß — Gehängelehm und -schutt über Unteren Tonschiefern

Quellen | Brunnen

Streichen und Fallen

F — Graptolithen- \ Fossil-Fundpunkte

Druck der Reichsstelle für Bodenforschung, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Tafel 20

Fig. 1—6. *Lepidodendron losseni* Weiss

Fig. 1. Stamm, nat. Gr., 1a vergr. 2,5 : 1.

Fig. 2. Stämmchen mit Zweig und Zapfen, nat. Gr., 2a Teil des Stämmchens vergr. 2,5 : 1.

Fig. 3. Junger Zweig
Fig. 4. Beblätterte Zweige } nat. Gr.
Fig. 5—6. Zapfenreste

Fig. 1. Berlanga.

Fig. 2—6. Casas de Reina, obere Schichtenserie.

Fig. 7. *Sphenopteridium dissectum* Goeppert, Einzelblättchen, nat. Gr. Casas de Reina, untere Schichtenserie.

Fig. 8. *Asterocalamites scrobiculatus* Schlotheim, Blattquirl, nat. Gr., 8a vergr. 3 : 1. Casas de Reina, obere Schichtenserie.

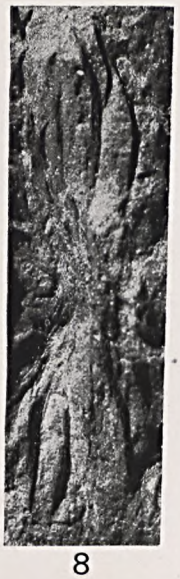
Fig. 9—11. *Lepidophyllum* sp., nat. Gr. Casas de Reina, obere Schichtenserie.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
A 5008


1


1a

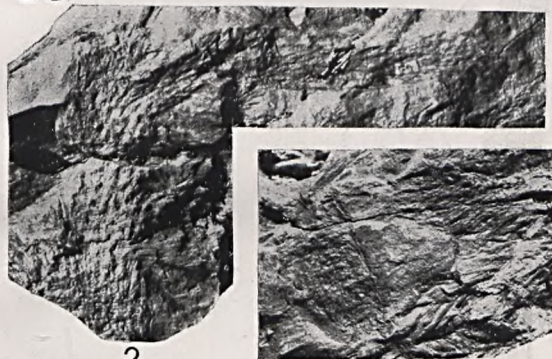

3


8


2a


7


8


2

5


6


9


10


11


4

Wolfgang Hartung: Pflanzenreste aus dem südspanischen Karbon

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 21

Fig. 1—3. *Pecopteris platoni* Grand'Eury

Fig. 1—2. Seitenteile mit breiteren und z. T. dichteren Blättchen, nat. Gr., 2a vergr. 3,5 : 1, mit rauher Mittelader und Punktierung der Achse.

Fig. 3. Seitenteile z. T. mit schmäleren und lockerer gestellten Blättchen, 3a vergr. 3,5 : 1, an einer Stelle mit erhaltenen Seitenadern.

Fig. 4. *Pecopteris* cf. *platoni* Grand'Eury, wahrscheinlich Blättchen tieferer Seitenteile dieser Pflanze.

Fig. 1—4. Cortijo de los Charcos, ca. 4 km nordostwärts von Guadalcanal.



Wolfgang Hartung: Pflanzenreste aus dem südspanischen Karbon

NATURFORSCHENDE
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 22

Fig. 1, 2. *Dictyotesta lonchopteroides* Gothan n. g. et sp. Fig. 1 nat. Gr., Fig. 2 in $^3/_1$. In Fig. 2 oben an der Sarkotesta deutliche Maschenaderung. Vgl. im übrigen Abb. a, b. Aachener Karbon, Wurmrevier, Grube unbekannt. Slg. Reichsstelle für Bodenforsch. Berlin.

Fig. 3. *Lonchopteris rugosa* mit Samenbruchstücken in $^1/_1$. Zeche Recklinghausen II, Flöz 2, Westfal B (Gaskohle). Slg. Berggewerkschaftskasse Bochum.

Fig. 4. Bruchstücke von *Lonchopteris rugosa* mit *Boulaya hallei* vergesellschaftet. Nach Carpentier 1928. Etwa $^5/_3$. Französisches Nordbecken.



2



3



164/41

4



1

Walther Gothan: Über die Samen und Pollenorgane v. *Lonchopteris rugosa*

NATURFORSCHENDE GES.
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 23.

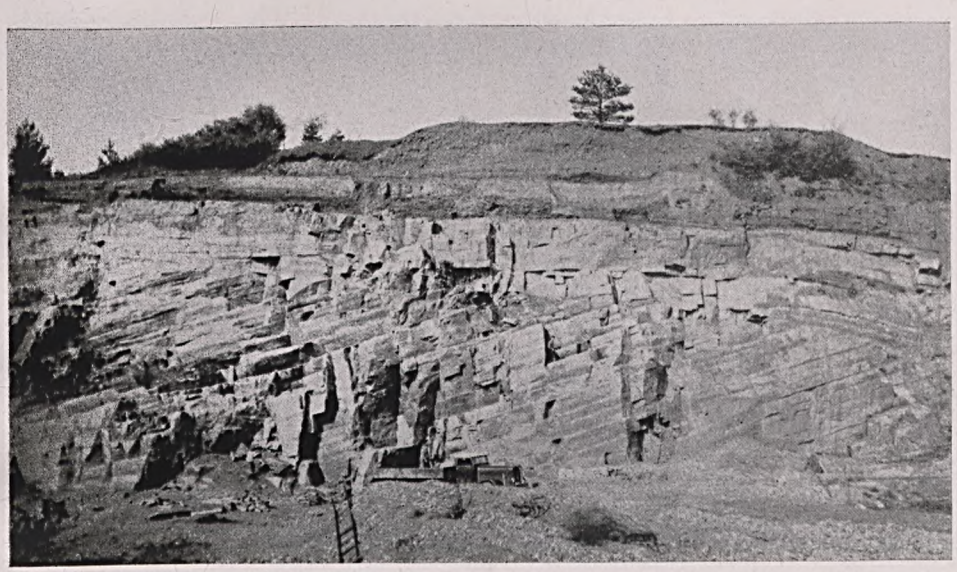
Sandsteinbruch Cornberg.

Blick gegen NO,

ro = schräggeschichteter Cornberger Sandstein (Dünensand des jüngsten Oberrotliegenden),

zu = Unterer Zechstein, z. T. mit geringem Kupferschiefer, z. T. erst mit Zechsteinkalk beginnend.

Jb. Reichsstelle f. Bodenforschung, 61, 1940 Tafel 23



zu

ro

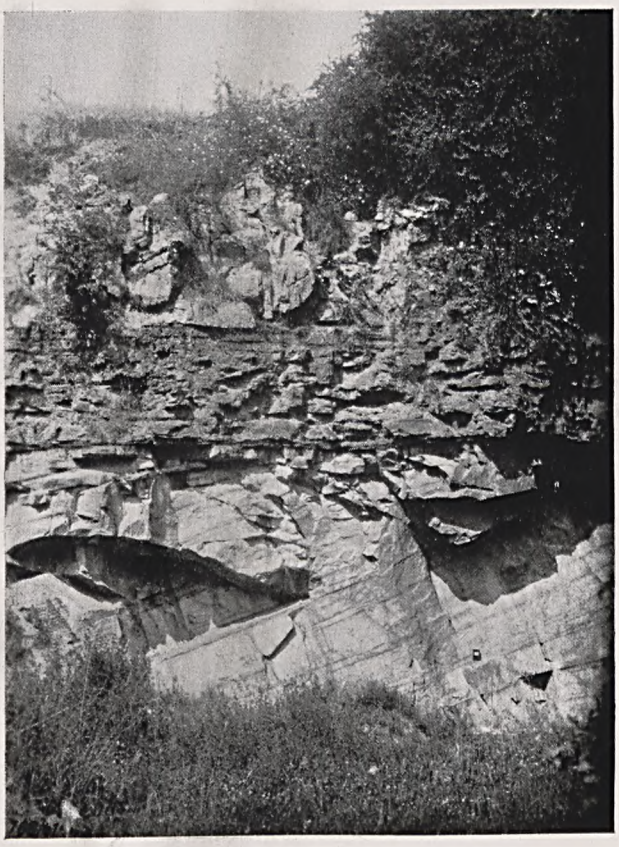
G. Richter: Paläogeographische u. tekt. Stellung d. Richelsdorfer Gebirges i. Hessischen Raume.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 24.

Steinbruch 1,5 km südöstlich Sontra.

Der Cornberger Sandstein mit deutlicher Schrägschichtung wird unter Ausfall des Kupferschiefers unmittelbar von besonders geringmächtigem Zechsteinkalk überlagert; darüber der älteste Gips der Werra-Serie.



G. Richter: Paläogeographische u. tekt. Stellung d. Richelsdorfer Gebirges i. Hessischen Raume.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 25.

Bohrkerne aus der Bohrung Ronshausen 9

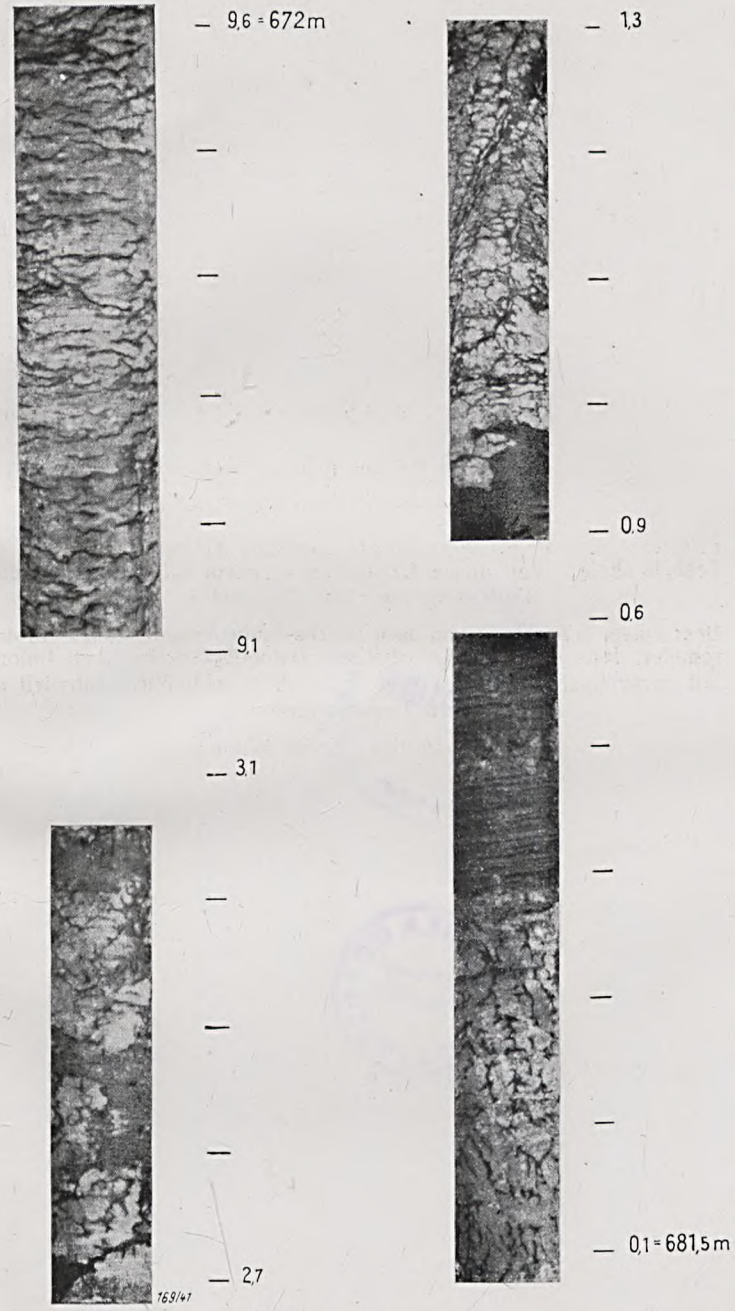
(ca. 2 km südlich vom Ort Ronshausen).

Ältester Anhydrit der Werra-Serie; unterhalb Teufe 681,4 m folgt der Zechsteinkalk. Von dieser Grenze an aufwärts zählt die Dezimeter-Einteilung (vgl. Abb. 7, Profil 5).

Über einem zunächst dolomitisch durchsetzten Anhydrit folgt Knotenschiefer, dann knolliger Anhydrit mit Dolomitzwickeln, dann Dolomit mit unregelmäßig knotigen Anhydritknollen, schließlich Anhydrit mit Dolomitschlieren.

Hell Anhydrit, dunkel Dolomit.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15009



G. Richter: Paläogeographische u. tekt. Stellung d. Richelsdorfer Gebirges i. Hessischen Raume.

BIBLIOTHEK
DANZIG
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII
POLITECHNIKA GDAŃSKA
BIBLIOTEKA
15008
37
707

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

E 28 6 1943

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej