Jahrbuch
der
Königl. Preussischen
Geologischen
Landesanstalt.

Do
1588

XXXIV
1913
Teil I.

Do 1588, N,
40


NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG · DER
BIBLIOTHEK

Jahrbuch

der

Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1913.

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG · DER BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGJI

Band XXXIV, Teil I.

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

Berlin.

Im Vertrieb bei der Königl. Geologischen Landesanstalt
Berlin N. 4, Invalidenstraße 44.

1914.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15068

7

Inhalt.

Seite

Beitrag zur Flora der Niederrheinischen Braunkohlenformation. Von Herrn P. Menzel in Dresden. (Hierzu Tafel 1—7) 1

Neue Arten aus dem Clymenienkalk von Ebersdorf in Schlesien. Von Herrn C. Renz in Breslau. (Hierzu Tafel 8) 99

Die Tektonik der Kreide im Untergrunde von Stettin und Umgebung und die Stettiner Stahlquelle. Von Herrn O. v. Linstow in Berlin. (Hierzu Tafel 9) 130

Über Äquivalente der Stettiner Sande in Anhalt und Sachsen. Von Herrn O. v. Linstow in Berlin. (Mit einer Textfigur) 168

Über Mucronatensandsteine mit aufgearbeiteten Senon-Phosphoriten und die Regression des Obersenons. Von Herrn O. v. Linstow in Berlin . . 174

Der Buk-Moschiner Os und die Landschaftsformen der West-Posener Hochfläche, nebst Bemerkungen über die Bildungsweise der Schildrücken (Drumlins) und Oser. Von Herrn J. Korn in Berlin. (Hierzu Tafel 10) 181

Beiträge zur Geologie der Umgebung von Königslutter und zur Tektonik des Magdeburg-Halberstädter Beckens. Von Herrn E. Harbort in Berlin. (Hierzu Tafel 11, Texttafel 1—4 und 6 Textfiguren) . . . 206

Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie des oberschlesischen Muschelkalks. Von Herrn P. Assmann in Berlin. (Hierzu Tafel 12) 268

Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. Von Herrn R. Michael in Berlin. (Hierzu Tafel 13) 341

Zur Kenntnis des oberschlesischen Diluviums. Von Herrn R. Michael in Berlin. (Mit 1 Figur) 383

Studien über Scholleneinbrüche und Vulkanausbrüche in der Rhön. Ein Beitrag zur Frage der Abhängigkeit der Vulkane von präexistierenden Spalten. Von Herrn O. Grupe in Berlin. (Mit 8 Textfiguren) . . . 407

Das Störungsgebiet am Nordrande des Thüringer Waldes zwischen Friedrichroda und Georgental. Von Herrn K. A. Weber in Berlin. (Hierzu Tafel 14 und 15 und 5 Textfiguren) 477

Die Fauna der Unterkoblenzschichten (Michelbacher Schichten) des oberen Bernbachtales bei Densberg im Kellerwald. Von Herrn P. Dienst in Berlin. (Hierzu Tafel 16—18) 539

Zur Mechanik der Osningbildung bei Bielefeld. Von Herrn E. Meyer in Berlin. (Mit 1 Figur) 616

Über die Zeit der Heraushebung des Harzes. Von Herrn O. v. Linstow in Berlin. (Mit 3 Textfiguren) 625

Der Granitporphyr von Thal oder Heiligenstein im Thüringer Wald (»Porphyr mit geschwänzten Quarzen«). Von Herrn E. Zimmermann I in Berlin 634

Der Erdfall vom 14. April 1913 in der Gemeinde Hopsten (Kreis Tecklenburg). Von Herrn O. Tietze in Berlin. (Mit 3 Figuren) 648

Ein Beitrag zur Gliederung des Oberen Buntsandsteins im östlichen Oberschlesien. Von Herrn P. Assmann in Berlin 658

Sach- und Orts-Register 672

Druckfehler und Berichtigungen 696

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Beitrag zur Flora der Niederrheinischen Braunkohlenformation.

Von Herrn **P. Menzel** in Dresden.

Hierzu Tafel 1—7.

Seit dem Erscheinen von O. Weber's Tertiärflora der niederrheinischen Braunkohlenformation im 2. und 4. Bande der Palaeontographica (1852 und 1856) sind zwar von verschiedenen Seiten[1]) Mitteilungen über Funde fossiler Pflanzen aus dem niederrheinischen Tertiärgebiete gemacht worden, immerhin aber war die Zahl neuer Pflanzenfunde gering; es war daher zu begrüßen, daß im Laufe der letzten Jahre eine größere Anzahl von Pflanzenresten in den Besitz der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt bezw. der geologischen Sammlung der Technischen Hochschule in Aachen gelangte, welche im Folgenden beschrieben werden sollen.

Die Reste stammen von drei verschiedenen Fundgebieten. Es handelt sich:

1. um verkohlte Früchte und Samen aus dem Gebiete des Vorgebirges, der Ville, in der Niederrheinischen Bucht west-

[1]) von Dechen: Geognostischer Führer in das Siebengebirge. Bonn 1861.
Derselbe: Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, Bd. II, 1884.
C. F. Zincken: Physiographie der Braunkohle. 1867, 1871, 1878.
A. Gurlt: Übersicht über das Tertiärbecken des Niederrheins. Bonn 1872.
W. Gothan: Über Braunkohlenhölzer des rheinischen Tertiärs. Dieses Jahrbuch für 1909, I, S. 516.
G. Fliegel und J. Stoller: Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. Dieses Jahrbuch für 1910, I.

lich von Cöln, und zwar aus dem Liegenden des Hauptflözes von Grube Theresia, aus den Hangendtonen der Grube Friedrich Wilhelm Maximilian und aus dem untermiocänen Braunkohlenflöze selbst der Gruben: Vereinigte Ville, Bellerhammer, Donatus und Ribbertwerk.

Diese Reste, von den Herren G. Fliegel und E. Kaiser gesammelt, fanden eine vorläufige Erwähnung bei G. Fliegel: Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, N. F., Heft 61, S. 45.

2. Verkohlte Früchte und Samen sowie Zweigstücke und Blattreste aus einer flachen, muldenförmigen Einlagerung von weißem Sand in dem etwa 12 m mächtigen Braunkohlenflöze der jetzt stillliegenden Grube Maria Theresia bei Herzogenrath unweit Aachen.

Nach einer brieflichen Mitteilung des Herrn Prof. E. Holzapfel, der diese Fossilien sammelte (vergl. auch desselben Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Lieferung 141, Blatt Herzogenrath, S. 20, 21), »wurde dieses Flöz früher im Tagebau abgebaut; zur Zeit des Betriebes wurde etwa 7—8 m unter der Oberfläche in dem Flöze die genannte Sandmulde angetroffen; der Sand ist scheeweiß und gleicht vollständig den weißen Glassanden, die im Liegenden der Kohle auftreten; die Kohle ist mulmig und enthält massenhaft große Baumstämme (*Taxodium?*), die ausnahmslos horizontal und wirr durcheinander liegen.«

E. Holzapfel erklärt gegenüber der früheren Annahme eines untermiocänen Alters das Braunkohlenflöz mit den dasselbe einschließenden weißen Sanden für pliocän, und als solches ist es von ihm auf Blatt Herzogenrath der geologischen Karte von Preußen sowie auf der Karte eingetragen, die der Abhandlung desselben Autors: Die Geologie des Nordabfalles der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen, Abhandl. der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, N. F., Heft 66, beigegeben ist.

Der pliocänen Altersbestimmung der Braunkohle von Maria Theresia wird von anderer Seite nicht zugestimmt; s. G. Fliegel: Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein (Abhandl. der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, N. F., Heft 61) und W. Wuns-

TORF und G. FLIEGEL: Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes (Abhandl. der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, N. F., Heft 67) und W. C. KLEIN: De bruinkoolformatie in Limburg (Handelingen van het XIII. Ned. Nat. en Gen. Congr. te Groningen 1911).

Es besteht also in der Frage des — miocänen oder pliocänen — Alters der Braunkohle von Grube Maria Theresia noch keine Einstimmigkeit, und es darf an die Funde von Pflanzenfossilien in derselben die Erwartung geknüpft werden, daß diese zur Lösung der Frage beitragen.

3. Abdrücke von Blättern und Früchten aus einem Sandstein vom Nirmer Tunnel bei Aachen.

Einer brieflichen Mitteilung des Herrn Prof. HOLZAPFEL, der auch diese Reste gesammelt hat, verdanke ich folgende Angaben:

»Am Nirmer Tunnel stoßen mittels einer Verwerfung tertiäre Schichten an altes Gebirge (Kohlenkalk) an; das Tertiär hat als tiefste Schicht ein mulmiges Braunkohlenflöz, über dem helle Quarzsande mit großen konkretionären Sandsteinblöcken liegen, die meist ganz fossilleer sind, während einige massenhafte Pflanzenreste enthalten.«

Zahlreiche bei der Anlage des Tunnels 1847 aufgefundene Fossilien befinden sich in der geologischen Lokalsammlung der Stadt Aachen und harren noch der Bearbeitung; mir lagen zur Untersuchung nur einige von Prof. HOLZAPFEL gesammelte Fundstücke vor.

Ein Profil durch die Ablagerungen am Nirmer Tunnel findet sich bei E. HOLZAPFEL: Die Geologie des Nordabfalles der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen (Abhandl. der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, N. F., Heft 66, S. 129).

Das Alter dieser Sande ist untermiocän.

Unter den mir zur Untersuchung übergebenen Pflanzenresten beanspruchen die verkohlten Früchte und Samen ein ganz besonderes Interesse, da ihr ausgezeichneter Erhaltungszustand vielfach eine genaue botanische Analyse erlaubte, indem nicht nur die

äußere Form, sondern auch der innere Bau der Früchte der Untersuchung zugängig war; und wenn auch öfters Anzahl, Gestalt und Anheftungsweise der Samen nicht festgestellt werden konnten, so war es doch möglich, für eine große Zahl der vorliegenden Reste, von denen die meisten in fossilem Zustande bisher noch nicht bekannt waren, die Zugehörigkeit zu rezenten Gattungen oder mindestens eine mehr oder weniger große Annäherung an solche festzustellen; in einigen Fällen konnte nur die Zugehörigkeit zu rezenten Familien ermittelt werden.

Eine Kontrolle der gewonnenen Ergebnisse durch mikroskopische Untersuchungen war leider nicht ausführbar, da die Materialsbeschaffenheit der verkohlten Reste, die übrigens überaus spröde und zerbrechlich waren, brauchbare Bilder nicht gewinnen ließ.

Eine nicht geringe Schwierigkeit verursachte die Heranziehung des erforderlichen rezenten Vergleichsmateriales; neben einer sehr umfangreichen Literatur boten mehrere große carpologische Sammlungen in Berlin und Dresden Vergleichsobjekte.

A. Untermiocäne Pflanzenreste aus dem Gebiete der Ville.

Fam. Coniferae.

Larix sp.

Tafel 1, Fig. 1.

Fundort: Grube Donatus bei Liblar.

Die Abbildung gibt die Basis eines Zapfens von 2 cm Durchmesser wieder, an dem eine Anzahl breitovaler Schuppen, keine aber vollständig, erhalten ist; die Schuppen sind mäßig dick, längsgestreift und weisen keine Spur von Apophysen auf.

Nach Form und Größe erinnert dieser Zapfenrest an Zapfen von *Larix* L., auch entsprechen kleine grubige Vertiefungen an einzelnen Schuppen der Größe von *Larix*-Samen.

Eine genaue Zuweisung zu bekannten *Larix*-Arten ist bei der

Unvollständigkeit des Restes nicht möglich; von fossilen Lärchen würden in Betracht kommen:

Pinus Larix francofurtensis Ludwig: Fossile Pflanzen aus der mittleren Etage der Wetterau-Rheinischen Tertiärformation (Palaeontogr. V), S. 137, Taf. XXVIII, Fig. 1.

Pinus Larix gracilis Ludwig: ibid. S. 138, Taf. XXVIII, Fig. 2.

Pinus Larix sphaeroides Ludwig: ibid. S. 138, Taf. XXVIII, Fig. 3.

Larix europaea L. *fossilis* Geyler et Kinkelin: Abhandl. Senckenberg. Nat. Ges. 1887, Bd. XIV, S. 8, Taf. I, Fig. 11, 12.

Larix ibid. Bd. XXIX, S. 215, Taf. XXIV, Fig. 16, 17.

Fam. Juglandaceae.

Carya ventricosa Stbg. sp.

Tafel 1, Fig. 2—6.

Fundorte: Grube Friedrich Wilhelm Maximilian, Hangendes des Hauptflözes (Fig. 2—5), Braunkohle des Ribbertswerkes (Fig. 6).

Juglandites ventricosus Sternberg: Vers. I, 4, S. 40, Taf. 53, Fig. 5a, b.
Carya ventricosa Unger: Gen. et spec. pl. foss., S. 467.
» » » Syll. plant. foss. I, S. 40, Taf. XVIII, Fig. 5—11.
Literatur s. Friedrich: Beitäge zur Kenntnis der Tertiärflora der Provinz Sachsen, S. 214.
Engelhardt: Über Tertiärpflanzen vom Himmelsberge bei Fulda, Abh. Senckenb. Nat. Ges. Bd. XX, Heft 3, S. 292.
Synon.: *Carya pusilla* Unger: Syll. plant foss. I, S. 41, Taf. XVIII, Fig. 12.
» » Engelhardt: Flora der Braunkohlenformation im Königreich Sachsen, S. 38, Taf. X, Fig. 19—25.

Carya nuce ventricoso-sphaerica, obtuse acuminata, tenui-sulcata, calvarum margine prominente; putamine crasso, dissepimento producto, nucleo parvo, lobis 4 sinuosis.

Es liegt eine größere Anzahl von verkohlten Nüssen vor, von denen das eine Exemplar (Fig. 6), eine zusammengedrückte Klappe von 8 mm Breite und 23 mm Länge, der typischen *C. ventricosa* Stbg. sp. entspricht, während die Mehrzahl der Früchte (Fig. 2—5) mit 11—15 mm Länge und 9—15 mm Breite mit *C. pusilla* Ung. übereinstimmt, welche als eine kleine Form von *C. ventricosa* anzusprechen ist.

Die Früchte sind mit den Früchten der rezenten *C. alba* Nutt. und *C. amara* Nutt. (Nordamerika) zu vergleichen.

C. ventricosa Stbg. ist vom Oligocän bis Pliocän bekannt.

cf. **Pterocarya castaneaefolia** Goepp. sp.

Tafel 1, Fig. 7.

Fundort: Grube Friedrich Wilhelm Maximilian, Hangendes des Hauptflözes.

Pterocarya castaneaefolia v. Schlechtendal: Beitr. zur näh. Kenntnis der Braunkohlenflora Deutschlands, S. 104, Taf. V, Fig. 1—3, Taf. VI, Fig. 5, 6.
» Menzel: Über die Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen S. 27, Taf. I, Fig. 16, Taf. VIII, Fig. 6, 7, 12, 13.

Pterocarya fructibus lateraliter dipteris, nuce carinata, alis transversis, oblongis, radiatim furcato-nervosis.

Das Nüßchen, Tafel 1, Fig. 7, an dem Reste von Seitenflügeln erhalten sind, mißt 11 mm Länge bei 7 mm größter Breite, ist vorn zugespitzt und trägt einen längslaufenden Kiel. Es stimmt in Größe und Form mit den Früchten der recenten *Pt. caucasica* Kth. überein und ist mit denen von *Pt. castaneaefolia* von Schoßnitz und Senftenberg zu vergleichen.

Fam. Anacardiaceae.

Spondiaecarpum turbinatum nov. spec.

Tafel 1, Fig. 8—18.

Fundorte: Braunkohle des Ribbertwerkes (Fig. 8—15), Grube Friedrich Wilhelm Maximilian, Hangendes des Hauptflözes (Fig. 16—18).

Fructus turbinati, 4—8 mm longi, 3—6 mm lati, compressi, quadrangulares, quadriloculares, apice transversim sulcati, basi excavati; lateribus externis scutellis 4 rotundatis instructi, quibus excavationes semiglobulares obteguntur; semina in quoque loculo 4—6 ovalia.

Die Abbildungen Tafel 1, Fig. 8—18, geben eine Anzahl in zahlreichen Exemplaren vorliegender Früchte wieder, die folgende Merkmale erkennen lassen:

Es sind vierkantige, kreiselförmige Früchte von 4—8 mm Länge und 3—6 mm größter Breite, die zum Teil deutlich nach dem Grunde zu verjüngt sind — wie Fig. 8—13, — zum Teil plumper und mehr rundlich gestaltet sind — wie Fig. 16 und 17 —; sie sind deutlich vierkantig, mehr oder weniger schwach zusammengedrückt — Fig. 11a und b geben Ansichten von der Breit- und Schmalseite einer Frucht; Fig. 9b ist die Oberansicht eines stark zusammengedrückten Exemplars.

Am Scheitel tragen sie eine deutliche Querfurche, die dem größeren Durchmesser entspricht (Fig. 9b, 11b), am Grunde einen vertieften Stielansatz (Fig. 9c).

In der Mitte jeder der vier Seiten besitzen die Früchte ein rundliches bis abgerundet viereckiges Schildchen, das leicht herausgehoben werden kann und eine halbkugelige Vertiefung abschließt; diese flachen Schilder stellen abspringende Fächerdeckel dar; Fig. 14a zeigt einen derselben in natürlicher Größe, Fig. 14b, c zwei vergrößert von der Innenseite, an der sich die rundlichen Eindrücke von 4—6 Samen erkennen lassen.

Querschnitte der Früchte (Fig. 15a, vergrößert 15b und Fig. 18) zeigen, daß es sich um vierfächrige Früchte handelt, deren Fächer von den eben genannten Deckeln nach außen abgeschlossen werden. Die äußere Fruchtwand und die inneren Scheidewände erscheinen auf dem Querschnitte als dünne, scharfbegrenzte Schichten glänzender Kohle. Die etwas verschiedene Querschnittsbeschaffenheit bei Fig. 15 und 18 ist wohl auf verschiedene Erhaltungsweise der von zwei getrennten Fundorten stammenden Früchte zurückzuführen, Fig. 15 stammt aus der Kohle des Ribbertwerkes, Fig. 18 aber aus dem Hangendton der Grube Friedrich Wilhelm Maximilian; bei Fig. 15 sind mehrere Schichten der Wandungen zu erkennen, eine äußere und eine innere starkglänzende, spröde Kohleschicht, zwischen denen matte, weichere Kohle eingebettet liegt; bei Fig. 18 dagegen weisen die Wandungen eine mehr gleichmäßige kohlige Beschaffenheit auf.

Die Fruchtfächer besitzen dunkle, matte Innenflächen und sind von feinkörniger, lockerer, kohliger Masse erfüllt, in der 4—6

heller braune, ovale Samen eingelagert sind, die in der Innenfläche der Fächerdeckel flache Eindrücke hervorgerufen haben.

Es handelt sich also um vierfächrige Früchte mit deckelartiger Dehiscenz der Fächer.

Ähnliche Formen finden sich unter den rezenten Pflanzen bei den *Spondieae* der Anacardiaceen, bei denen 4 oder 5 mehr oder weniger mit einander vereinigte Carpelle zu mehrfächrigen Steinfrüchten auswachsen, deren holziges Endocarp zum Teil flache Deckelchen trägt.

Zum Beispiel haben die Gattungen:

Pseudospondias Engl. (Westafrika) verkehrt-eiförmige, unregelmäßig vierkantige, vierfächrige Steinfrüchte mit holzigem Endocarp am Scheitel mit vier flachen Deckelchen,

Poupartia Comm. (Maskarenen) fast kreiselförmige Steinfrüchte mit dickem, holzigem, drei- bis fünffächrigem Endocarp, am Scheitel mit vier flachen Deckelchen,

Cyrtocarpa H. B. K. (Mexiko) eiförmige, zwei- bis dreifächrige Steinfrüchte mit steinhartem Endocarp mit zwei bis drei fast seitlichen Deckelchen.

Unter dem Namen *Trapa globosa* beschrieb Ludwig (Fossile Pflanzen aus der ältesten Abteilung der Rheinisch-Wetterauer Tertiärformation, Palaeontogr. VIII, S. 141, Taf. LVIII, Fig. 23—27, Taf. LX, Fig. 2, 4, 6, 7) fossile Früchte von Salzhausen und anderen Fundorten der Rheinisch-Wetterauer Braunkohlenformation, die zweifellos nicht zusammengehören. Während ein Teil derselben wahrscheinlich zu *Carya* gehört (l. c. Taf. LVIII, Fig. 23—27), sind die Früchte l. c. Taf. LX, Fig. 2 von den uns vorliegenden Früchten nicht wesentlich verschieden. Ludwig schildert sie als vierseitige, meist plattgedrückte, oben zugerundete, an den Seiten mit runden Schildern versehene, am zusammengezogenen Boden gelochte, am Scheitel mit kreuzförmiger Narbe bezeichnete, markige Pflanzenreste. Ludwig's Früchte weichen von unseren nur dadurch ab, daß sie am Scheitel eine kreuzförmige »Narbe« tragen, während die unserigen eine einfache Querfurche besitzen. Ettingshausen (Fossile Flora der älteren Braunkohlenformation

der Wetterau, S. 885) glaubt, daß LUDWIG's *Trapa globosa* zum Teil zu *Pistacia Mettenii* UNGER (Sylloge plant. foss. I, S. 46, Taf. XXI, Fig. 15) aus der Wetterau gehören. Soweit UNGER's Beschreibung und Abbildungen einen Vergleich erlauben, ist eine gewisse äußere Ähnlichkeit seiner *Pistacia Mettenii* mit unseren Früchten nicht ganz in Abrede zu stellen.

Weiter hat N. HARTZ (Bidrag til Danmarks tertiaere og diluviale Flora, S. 122 u. 278, Taf. V, Fig. 6) aus dem dänischen Tertiär von Valby Bakke Früchte unter der Bezeichnung *Carpolithes Hafniensis* beschrieben, ohne ihre Zugehörigkeit zu deuten, die sich von den unserigen nur durch niedrigere Form und den Mangel einer Querfurche am Scheitel unterscheiden.

Die fossilen Anacardiaceenfrüchte, die LANGERON (Contrib. à l'étude de la flore fossile de Sézanne, Soc. hist. nat. d'Autun, tome XII, p. 453, pl. III, fig. 2, 4) als *Spondiaecarpon dubium* beschreibt, besitzen vier Öffnungen an der Basis.

Fam. Araliaceae.

Araliaecarpum tertiarium nov. spec.

Taf. 1, Fig. 19.

Fundort: Grube Friedrich Wilhelm Maximilian, Hangendes des Hauptflözes.

Fructus biloculares, suborbiculares, compressi, apice truncati, dorso carinati, irregulariter rugosi.

Die flach zusammengedrückte, zweiteilige Frucht von kreisförmigem Umriß mit 6 mm Durchmesser, am gestutzten Scheitel mit flachem Einschnitt, ohne erhaltenen Griffelrest, oberflächlich mit unregelmäßigen Längsfurchen und mit scharf gekielten Rändern versehen (Fig. 19a in natürlicher Größe, 19b vergrößert), stellt wahrscheinlich die aus zwei Mericarpien bestehende Schließfrucht einer Umbellifere oder eine zweifächrige Araliaceenfrucht dar.

Sie läßt sich sowohl mit Umbelliferenfrüchten aus den Gruppen der *Peucedaneae* und *Apioideae*, wie mit solchen mancher Araliaceen, besonders von *Heteropanax* SEEM. (Ostindien) und *Didymopanax* DCNE. et PLANCH. (trop. Amerika) vergleichen.

Unter den Früchten fossiler Araliaceen und Umbelliferen unterscheidet sie sich von

Aralia discoidea Saporta (Études sur la végétation du Sud-est de la France à l'époque tertiaire II, p. 302, pl. IX, fig. 6) durch das Fehlen eines Discus,

Panax cretacea Heer (Kreideflora der arktischen Zone, S. 114, Taf. XXXII, Fig. 9, 10; Flora fossilis Grönlandica I, S. 84) durch die Oberflächenbeschaffenheit,

Panax (Peucedanites) circularis Heer (Flora fossilis Helvetiae III, S. 194, Taf. CLIV, Fig. 9) wie

Peucedanites orbiculatus Heer (Flora fossilis Helvetiae III, S. 25, Taf. CIV, Fig. 24) durch das Fehlen von Flügeln.

Fam. Rubiaceae.

Rubiaceaecarpum multicarpellare nov. spec.

Taf. 1, Fig. 20—24.

Fundort: Grube Vereinigte Ville, Hauptflöz.

Syncarpia 26—28 mm longa, 15—16 mm lata, elliptica, basi truncata, apice rotundata, verisimiliter carnosa, epicarpio coriaceo, longitudinaliter rugoso; fructus singuli spiraliter ad axim centralem dispositi, 15 series longitudinales formantes, cyathiformes, basi angusta axi inserti, apice 4—5-lobati et medio breviter mucronati, uniloculares.

Zwei Früchte von 26—28 mm Länge und 15—16 mm Breite, von elliptischer, vorn stumpf[1]) zugespitzter, am Stielansatze gestutzter Form mit fein-längsrunzeliger Oberfläche erweckten zunächst den Eindruck großer Steinkerne. Eine Bruchfläche aber an der Spitze des Exemplares (Fig. 20a) machte auf dem Querschnitte eine Anzahl von hellbraunen, länglichen Körperchen sichtbar, die um eine zentrale Achse radiär angeordnet in einer äußerst feinen dunkelbraunen Grundmasse eingebettet liegen.

Durch teilweise Entfernung der dünnen, wohl ledrig gewesenen äußersten Fruchtwandschicht kam das Bild zum Vorschein,

[1]) Die Form der Spitze ist an beiden Exemplaren nicht unversehrt erhalten, sie wurde bei den Abbildungen 20b und 21 nach Hohldrücken ergänzt.

das Fig. 20a bietet: in spiraliger Anordnung und Längszeilen bildend treten aus der dunklen Grundmasse, die das Fruchtinnere erfüllt, hellere, unregelmäßig 4—5-lappige, knopfartige Gebilde hervor, die sich nach Wegpräparieren der zwischenliegenden kohligen Substanz als die peripheren Enden der im Querschnitte auftretenden radiär angeordneten Körper erweisen.

Die Frage, ob es sich um eine Steinfrucht mit ledrigem Epicarp, fleischigem Mesocarp und hartem, stark höckerigem Endocarp handele oder um einen zusammengesetzten Fruchtstand, konnte nur durch Untersuchung von Quer- und Längsschnitten gelöst werden. Zu diesem Zwecke wurde das eine Exemplar durchschnitten, und es ergab sich die in den Fig. 22—24 (22b, 23b und 24 vergrößert) etwas schematisiert dargestellte Analyse.

Um eine zentrale, dicke, holzige Spindel stehen spiralig angeordnet in 15 Längsreihen übereinander zahlreiche Einzelfrüchtchen von schlanker, unregelmäßig kelch- oder becherförmiger, durch gegenseitigen Druck mehr oder weniger beeinflußter Gestalt, die mit verjüngter Basis an der Spindel ansitzend sich nach außen erweitern und am peripheren Ende zu einem vier- oder fünflappigen, gefurchten, höckerigen Knöpfchen (Fig. 24) mit einer in der Mitte befindlichen Einsenkung verbreitern, aus der sich an einzelnen Exemplaren ein kleines vorstehendes Spitzchen erhebt. Längsbrüche dieser Einzelfrüchtchen (Fig. 22b) lassen einen langgestreckten, engen Hohlraum erkennen, der von einer verhältnismäßig dicken Wand umschlossen wird.

Danach handelt es sich also um fleischige Sammelfrüchte mit ledriger Umhüllung, die zahlreiche, reihenweise angeordnete, einfächrige Einzelfrüchte einschließen.

Analoge Fruchtformen finden sich bei den Rubiaceen und zwar unter den Gattungen der *Naucleeae*, *Guettardeae* und *Morindeae*.

Fossile Sammelfrüchte von Rubiaceen sind von Crié (Recherches sur la végétation de l'ouest de la France à l'époque tertiaire p. 43, pl. M., fig. 88—96) als *Morinda Brongniarti* beschrieben worden. Crié erblickt in den von Presl als *Steinhauera subglobosa* bezeichneten Fruchtständen Syncarpien von Rubiaceen aus

der Verwandtschaft von *Morinda* L. Von unseren Resten sind sie durch die Gestalt der Einzelfrüchtchen und deren zweifächrige Beschaffenheit unterschieden.

Ebenso unterscheiden sich die rheinischen Früchte von den rundlich-ovalen Fruchtständen mit dichtgedrängten, zweifächrigen Früchten, die Schmalhausen (Beiträge zur Tertiärflora Südwestrußlands, S. 39, Taf. XI, Fig. 16—20) als *Syncarpites ovalis* beschrieb und zu den Myrtaceen stellte.

Incertae sedis.

Carpolithes (Gardenia) Wetzleri Heer sp.

Taf. 2, Fig. 1—8.

Fundort: Grube Theresia, Liegendes des Hauptflözes.

Carpolithes pomarius Schlotheim: Merkwürd. Verst. II, Taf. XXI, Fig. 11.
Gardenia Wetzleri Heer: Flora fossilis Helvetiae III, S. 192, Taf. CXLI, Fig. 81—103.
» » Heer: On the fossil flora of Bovey Tracey, p. 1069, pl. LXIX, Fig. 1—8.
» » Heer: Miocäne baltische Flora, S. 39, Taf. IX, Fig. 12—32.
» » Schimper: Traité de pal. vég. II, p. 880, t. XCIII, fig. 12—16.
» » Schenk: Botan. Zeitung 1877, S. 393.
» » Friedrich: Beitr. z. Kenntn. d. Tertiärflora d. Provinz Sachsen S. 247.
» *pomaria* Engelhardt: Flora der Braunkohlenformation im Königreiche Sachsen, S. 41, Taf. XII, Fig. 12, 13.
Passiflora Braunii Ludwig: Fossile Pflanzen aus der ältesten Abteilung der Rheinisch-Wetterauer Tertiärformation. Palaeontogr. VIII, S. 124, Taf. XLVIII, Fig. 11—16 (= *Calycanthus Braunii* Brongn).
» *pomaria* Poppe: Über fossile Früchte aus der Ob. Lausitz. Neues Jahrb. 1886, S. 52, Taf. I, Fig. 1—7.

Fructus lignosi, oblongo-ovales vel ovato-lanceolati, subcostati, multistriati, basi ad pedunculum crassum attenuati vel coarctati, apice plus minus attenuati, uniloculares, polyspermi; semina lageniformia, mutua compressione deformata, spiraliter striata, basi perfossa, ad placentas tres parietales biseriatim inserta.

Die in mehreren Exemplaren vorliegenden Fruchtreste von Grube Theresia, die auf Tafel 2 abgebildet sind, stimmen im

wesentlichen mit den Früchten überein, die unter den vorstehend aufgeführten Benennungen durch verschiedene Autoren von Günzburg a. d. Donau, aus der Rhön, der Wetterau, aus Sachsen, aus der Lausitz, der baltischen Region und aus England beschrieben wurden, und die eine weite zeitliche Erstreckung vom Eocän bis ins Mittelmiocän besitzen. Insbesondere Heer und Ludwig gaben genauere Beschreibungen und Abbildungen, und Schenk nahm mikroskopische Untersuchungen über den Bau der Samen und der Fruchtwand vor.

Bei unseren Exemplaren handelt es sich meist um Bruchstücke, deren größtes in 8 cm Länge bei 17 mm Breite erhalten ist, andere Stücke erreichen eine Breite von 20 mm; eine fast vollständig erhaltene kleine Frucht (Fig. 2) hat 33 mm Länge und 16 mm Breite.

Die Früchte sind langoval bis langgestreckt, am Grunde allmählich verjüngt oder, wie bei Fig. 5, deutlich eingezogen; der Stiel, der nur bei einem unserer Exemplare als Ansatz erkennbar ist, ist dick; vorn sind die Früchte allmählich zugespitzt; sie sind unregelmäßig mehrkantig und mehr oder weniger plattgedrückt; die Querschnitte (Fig. 1b, 2b, 3b, 4b) lassen 3—6-kantige neben fast zweischneidigen Formen erkennen.

Die Oberfläche der Fruchtwand ist von dichtstehenden, parallelen, feinen Längsstreifen überzogen.

Die Früchte sind teils an den Kanten, teils ganz unregelmäßig mit Längsrissen aufgesprungen.

Die Fruchtwand ist $1^1/_2$—2 mm dick und weist auf Quer- und Längsbrüchen deutlich ein längsfaseriges Gefüge auf. Das Innere der Frucht läßt keine Spur von trennenden Scheidewänden erkennen.

Die Samen stehen in 6 Reihen angeordnet, und zwar je zweizeilig an drei wandständigen Placenten, wie es besonders deutlich an dem Exemplar Fig. 6 zu erkennen ist, von dem Fig. a und b zwei zusammengehörige, auseinander geklappte Bruchstücke wiedergeben; auf den Abbildungen treten auf jedem Bruchstücke 2 Doppelreihen deutlich hervor, die dritte Doppelreihe am rechten Rande von Fig. 6b erscheint im Bilde nicht deutlich, da sich die ihr angehörigen Samen gegenseitig decken.

In der Anordnung der Samenreihen stimmen unsere Früchte mit den von Ludwig beschriebenen überein, deren Samen ebenfalls in 3 Doppelreihen — an jeder Klappennaht 2 Zeilen, wie Ludwig l. c. S. 125 angibt — angeordnet sind. Heer dagegen nimmt für seine Exemplare 5—8 Samenreihen als wahrscheinlich an.

Die harten, glänzenden Samen erreichen bis 9 mm Länge bei 4 mm größter Breite; sie sind flaschenförmig, oberhalb des Grundes öfters etwas eingezogen, meist in oder oberhalb der Mitte am breitesten, vorn zugespitzt und mit der Spitze meist einseitig abgebogen; in Fig. 8a sind verschiedene Samenformen in natürlicher Größe wiedergegeben, in Fig. 8b ein Same in starker Vergrößerung. Die Samen erscheinen im Innern hohl und weisen am Grunde eine rundliche Öffnung auf; sie besitzen eine deutlich zweischichtige Schale, deren Oberfläche eine zarte spiralige Streifung aufweist, während die Innenfläche glatt ist.

Die Samen stehen der Fruchtwand anliegend, von den Placenten ausgehend schräg, mit der Spitze nach vorn und einwärts gerichtet, dicht gedrängt, so daß sie durch gegenseitigen Druck vielfach ihre Form verändern und kantig werden; sie füllen den ganzen Innenraum der Frucht aus. An den Innenflächen der Fruchtwand rufen sie deutliche Eindrücke hervor, zwischen denen sowohl die Samenleisten, von denen die Samen entspringen, wie die kantigen Linien zwischen den nebeneinander liegenden Spitzen der Samen zu erkennen sind (s. Fig. 6).

Die Früchte aus der Wetterau und aus der Lausitz waren von Ludwig und Poppe zu *Passiflora* gestellt worden, nachdem Brongniart sie mit *Calycanthus* in Verbindung gebracht hatte.

Gegen diese Deutungen wandte sich Heer mit dem Hinweise, daß die fossilen Früchte mit den Passifloren nur die wandständigen Placenten gemein haben, daß diese letzteren dagegen fleischige Beerenfrüchte mit dünnen, langen Stielen und Samen besitzen, deren Schalen mit zahlreichen Grübchen versehen sind.

Dagegen wies Heer auf die Übereinstimmung der fossilen Reste mit Früchten von *Gardenia* Ellis. hin, insbesondere von *Gardenia lutea* Fres. (Abessinien), welche dieselbe Form, den-

selben dicken Stiel und die gleiche gestreifte, dicke, holzige Fruchtwand mit sechs Innenkanten besitzen. HEER wies ferner auf die variable Anzahl der wandständigen Samenleisten bei verschiedenen Arten von *Gardenia* hin.

In der Tat bieten die einfächrigen, fleischig bis lederartig bis holzigen, zuweilen unregelmäßig aufbrechenden, glatten oder gerippten, kugeligen bis zylindrischen und schotenförmigen Früchte von *Gardenia* mit zwei bis vielen wandständigen Placenten viel Übereinstimmendes mit unseren fossilen Resten.

SCHENK kommt auf Grund seiner Untersuchungen (Handbuch der Paläophytologie, S. 784) zu dem Ergebnis, daß die fossilen Früchte im Bau der Samenschale von den Früchten rezenter Gardenien verschieden sind, immerhin aber soviel Verwandtes besitzen, daß sie als einer *Gardenia* nahestehenden Form zugehörig betrachtet werden können; dagegen erklärt K. SCHUMANN (ENGLER und PRANTL, Natürliche Pflanzenfamilien IV, 4, S. 14) wegen des vollkommen verschiedenen Gepräges der Samen die Zugehörigkeit von *Gardenia Wetzleri* zur Gattung *Gardenia* für mehr als zweifelhaft.

Hält man unter den rezenten Pflanzen Umschau nach analogen Fruchtformen, so finden sich Anklänge bei verschiedenen Familien, z. B.:

Passifloraceae: *Adenia* FORSK. hat einfächrige, ledrige bis fleischige Kapseln mit drei wandständigen Placenten, an denen zahlreiche Samen in zwei oder mehr Reihen sitzen — aber die Samen sind eiförmig, zusammengedrückt, mit Arillus versehen und mit krustiger, grubiger Schale.

Flacourtiaceae: *Casearia* JACQ. hat einfächrige, dreiklappige, oft fleischige, rundliche bis eiförmige Früchte mit drei wandständigen Placenten; die Samen sind meist durch Druck eckig, teilweise mit Arillus versehen und häufig mit grubigen Samenschalen.

Manche Cucurbitaceen haben saftige oder trockne einfächrige Früchte mit drei Placenten — aber die Samen sind durchgängig von anderer Beschaffenheit.

Endlich ist meines Erachtens der Gedanke an Früchte monocotyler Pflanzen nicht von der Hand zu weisen. Bei den Liliaceen kommen neben meist dreifächrigen Früchten mit zentralwinkelständigen Samenleisten auch einfächrige Früchte mit drei wandständigen Placenten vor.

Die Taccacee *Schizocapsa* Hance hat dreikantige, einfächrige Kapseln mit vielen längsstreifigen Samen.

Einfächrige Kapselfrüchte mit drei parietalen Placenten — aber unterständig — kommen als Ausnahmen auch bei einzelnen Gattungen der Iridaceen und Zingiberaceen vor.

Leider fehlte mir die Möglichkeit, an genügendem rezenten Material von monocotylen Pflanzen die Frage der etwaigen Monocotylen-Natur der vorliegenden Fruchtreste näher zu untersuchen; ich will aber diese Vermutung wenigstens ausgesprochen haben und werde ihre Nachprüfung weiter verfolgen.

Da mir die Zugehörigkeit unserer Reste zu *Gardenia* durchaus nicht sicher erscheint — zumal wegen der eigentümlichen Beschaffenheit der Samen, für die mir kein lebendes Analogon bekannt ist —, führe ich sie unter den »*Plantae incertae sedis*« auf.

Carpolithes Fliegelii nov. spec.

Taf. 1, Fig. 25—32. Taf. 6, Fig. 12—14.

Fundorte: Hauptflöz der Grube Bellerhammer [auch Grube Marie Theresia bei Herzogenrath (s. diese Abhandlung S. 75)].

Semina irregulariter elliptica, latere insertionis plerumque sinuosa, 14—23 mm lata, 10—15 mm longa, 7—12 mm crassa, itaque plus minus fabaeformia, secundum planitiem maximam saepius curvata, cava, parietibus ca. 2 mm crassis.

Sowohl aus dem Hauptflöze der Grube Bellerhammer in der Ville wie von Herzogenrath (s. später S. 75) liegt eine größere Anzahl auffälliger, großer Samen von fester, kohliger Beschaffenheit vor. Die Abbildungen Taf. 1, Fig. 25—32, Taf. 6, Fig. 12—14 geben eine Auslese der verschiedenen Formen, in denen die Samen auftreten. Sie messen 14—23 mm Breite, 10—15 mm Höhe bei 7—12 mm Dicke; die Gestalt schwankt zwischen rundlichen bis breit-elliptischen Formen; die eine Kante ist mehr oder

weniger in eine stumpfe Spitze vorgezogen, die gegenüberliegende breite Kante trägt meist eine Einbuchtung mit einer kleinen zentralen, punktförmigen Vertiefung, die wohl die Ansatzstelle des Samens darstellt. Durch diese Einbuchtung erhalten die Samen eine mehr oder weniger ausgesprochene herz- oder bohnenförmige Gestalt; häufig sind die Samen auch in der Richtung des größeren Durchmessers schwach konkav gekrümmt, so daß der Querschnitt nierenförmig ist (Fig. 25b, 26b, 27b, 28b Ansichten mehrerer Samen von oben); nicht selten finden sich unregelmäßige, abgeplattete Stellen an den Samen, die auf gegenseitigen Druck zurückzuführen sind (Fig. 26a, 28a).

Die Oberfläche der Samenschale ist etwas uneben, fein runzelig; die Schale besitzt eine Dicke von ca. 2 mm und ist gleichmäßig stark; an Bruchstücken ist keine Spur einer makroskopischen Differenzierung des Gewebes zu erkennen.

Einige Exemplare haben unregelmäßige, rissige Sprünge der Schale, die als zufällige Erscheinungen zu betrachten sind.

An aufgebrochenen Exemplaren ist ein innerer schmaler Hohlraum etwa von der Gestalt des Samens erkennbar (Fig. 30, 31b, 32 der Taf. 1 und Taf. 6, Fig. 13), der meist keine Spur des Embryos mehr enthält; nur bei einem geöffneten Samen war der Innenraum von einer hellbraunen, sehr feinkörnigen, formlosen Masse erfüllt.

Die innere Fläche der Samenschale ist völlig glatt.

Es handelt sich danach um dickschalige Samen, die wahrscheinlich zu vielen gedrängt in einer Frucht vereinigt waren.

Unsere fossilen Samen ähneln nach Beschreibung und Abbildung den Fossilien, die ENGELHARDT (Flora der Braunkohlenformation im Königreich Sachsen S. 35, Taf. X, Fig. 4, 5) von Kleinsaubernitz als *Livistona Geinitzi* beschrieb und mit Samen der neuholländischen *Livistona humilis* R. BR. verglich; doch ist bei diesen nach ENGELHARDT's Angabe die Schale faserig, während die unserer Exemplare keine Spur von Faserung erkennen läßt.

Lediglich nach der äußeren Form lassen sich unsere Reste auch mit den — allerdings viel kleineren — nierenförmigen Samen von *Trachycarpus* WENDL. vergleichen; aber die Ähnlichkeit mit

Palmensamen bezieht sich nur auf die äußere Gestalt; ich kann in den Resten keinesfalls Samen von Palmen erblicken.

In ihrer Form und Größe erinnern die vorliegenden Reste an die nierenförmigen Früchte von *Anacardium* L., welche aber in der Mittelschicht ihrer Wandung große Ölgänge enthalten, die unseren Resten völlig fehlen.

Samen von ähnlicher Form besitzen ferner manche Leguminosen, denen aber viel dünnere Samenschalen eigen sind.

Ähnliche, aber viel kleinere Samen besitzt *Adansonia digitata* L. (Bombaceae).

Die afrikanische Lecythidacee *Napoleona* P. Beauv. trägt granatapfelförmige, fünf- bis mehrfächrige Beerenfrüchte mit 1—4 bohnenähnlichen Samen in jedem Fache, deren Gestalt und Größe unseren Fossilien gleichkommt.

Die zentralamerikanische Bignoniacee *Enallagma cucurbitina* Baill. besitzt große berindete Beeren mit zahlreichen Samen, die den unseren in Größe und Form ähneln, aber dünnere Schalen und an der konkaven Seite eine ausgesprochene Furche und einen deutlichen Nabel besitzen.

Es lassen sich also die in Frage stehenden Fossilien mit Samen aus verschiedenen Familien des Pflanzenreiches vergleichen; eine bestimmte Zuweisung auszusprechen, ist aber vor der Hand nicht möglich.

Carpolithes scutellaris nov. sp.

Taf. 1, Fig. 33—36.

Fundort: Grube Friedrich Wilhelm Maximilian.

Syncarpium scutiforme, basi planum, media basi insertione elliptica instructum, dorso elevato subtiliter tuberculatum; tuberculis = acuminibus fructuum parvulorum oviformium; hi fructus apice applanato parva elevatione instructi; singuli in excavationibus axis inserti.

Das kleine, 4 mm Durchmesser haltende Fossil stellt ein schildförmiges Gebilde dar mit flacher Grundfläche, in deren Mitte eine elliptische Vertiefung (Stielansatz?) sich befindet; die wenig gewölbte Oberfläche und der Rand sind mit zahlreichen, dichtgedrängten, kleinen, rundlichen Erhabenheiten besetzt (Fig. 33 und

vergrößert 34, a von oben, b von unten); an einer Stelle sind fünf dieser Erhöhungen ausgebrochen; man sieht an ihrer Stelle rundliche, vertiefte Nischen.

Bei starker Vergrößerung ist zu erkennen, daß über die ganze obere Fläche und den Rand in derartigen grubigen Vertiefungen kleine eiförmige Körperchen stecken, deren Gipfel abgeplattet ist und in seiner Mitte ein winziges vorstehendes Spitzchen trägt (Fig. 35 vergrößert, Fig. 36a und b zwei stark vergrößerte Einzelfrüchte).

Der Fossilrest, dessen Anblick von der Oberseite an eine Anhäufung von Pyrenomycetenperithecien erinnert — die Beschaffenheit der Unterseite spricht gegen eine solche Deutung —, ist meines Erachtens als eine Sammelfrucht anzusprechen mit flachem, schildförmigem Fruchtboden, in dem zahlreiche kleine Früchte eingesenkt sind.

Das winzige Gebilde erinnert an die viel größeren Fruchtstände von *Nelumbo* Adans., bei denen die einzelnen Früchte bis dicht unter ihre Spitze in einen kegelförmigen, oben abgeflachten Blütenboden eingesenkt sind.

Vielleicht auch ist die Pflanze, die die vorliegenden Früchte trug, unter den Moraceen oder Urticaceen zu suchen, bei denen durch Vereinigung der Früchte eines Blütenstandes häufig Syncarpien gebildet werden.

Carpolithes reniculus Ludw. sp.

Taf. 1, Fig. 37.

Fundort: Grube Friedrich Wilhelm Maximilian, Hangendes des Hauptflözes.

Cytisus reniculus Ludwig: Fossile Pflanzen aus der jüngsten Wetterauer Braunkohle, Palaeontogr. Bd. V, S. 101, Taf. XX, Fig. 21.

Carpolithes reniformis Fritsch: Das Pliocän im Talgebiet der zahmen Gera in Thüringen. Dieses Jahrbuch für 1884, S. 437, Taf. XXVI, Fig. 26.

Semina reniformia, superficie punctata.

Mehrere 2,5—3 mm lange, 1,5—2 mm breite, schwach nierenförmig gekrümmte Samen mit fein-grubig punktierter Oberfläche; in der Einbuchtung der Samen liegt der kleine vertiefte Nabel,

von dem aus eine feine Rinne nach der einen mit einer kleinen, punktförmigen Öffnung versehenen Spitze verläuft.

Diese Samen entsprechen vollständig den Samen von *Cytisus reniculus* Ludw.; Fritsch beschrieb dieselben Samen aus dem Pliocän von Rippersroda als *Carpolithes reniformis*; er bezweifelt ihre Zugehörigkeit zu *Cytisus*.

Möglicherweise handelt es sich um Samen einer Leguminose, unter denen ähnliche Samen bei den Gattungen *Cytisus*, *Ononis*, *Robinia*, *Crotalaria*, *Astragalus*, *Chorizema* u. a. vorkommen; freilich gibt es auch bei anderen Pflanzenfamilien kleine nierenförmige Samen. Eine bestimmte Zuweisung dürfte daher kaum möglich sein.

cf. Carpolithes populinus Heer.

Tafel 1, Fig. 38.

Fundort: Grube Friedrich Wilhelm Maximilian, Hangendes des Hauptflözes.

Carpolithes populinus Heer: Flora tertiaria Helvetiae III, S. 144, Taf. CXLI, Fig. 70—73.

Carpolithes valvulis sublignosis, lanceolatis, apice acuminatis, dorso sulcatis.

Mehrere isolierte holzige Fruchtklappen von 10—11 mm Länge und 3—4 mm Breite, lanzettlich zugespitzt, mit runzelig-längsstreifiger Oberfläche (Fig. 38a, vergrößert 38b) weisen Ähnlichkeit mit den Kapselklappen von Salicaceen auf; sie können mit den von Heer als *Carpolithes populinus* bezeichneten Fruchtresten verglichen werden; immerhin ist diese Zuweisung nicht ganz sicher; ihre bestimmte systematische Zugehörigkeit wird kaum zu ermitteln sein.

Dies gilt noch mehr von den Resten, die Tafel 1, Fig. 39 und 40 abgebildet sind, und die wohl ebenfalls Kapselklappen, eventuell auch Knospenschuppen unbekannter Herkunft sind.

B. Pflanzenreste aus einer Sandeinlagerung in dem Braunkohlenflöze der Grube Maria Theresia bei Herzogenrath.

Fam. Coniferae.

Pinus Laricio Thomasiana Goepp sp.

Tafel 3, Fig. 1—10.

Pinites Thomasianus Goeppert: Der Bernstein und die in ihm enthaltenen Pflanzenreste S. 92, Taf. III, Fig. 12—21.

Pinus Laricio Thomasiana Heer: Miocäne baltische Flora S. 22, Taf. I, Fig. 1—18.

» *Laricio* Poir. Menzel: Gymnospermen der nordböhmischen Braunkohlenformation, Abhandl. Isis, Dresden 1900, I, S. 55, Taf. II, Fig. 10—14, Taf. III, Fig. 7—10, 22.

» *Laricio Thomasiana* Hartz: Bidrag til Danmarks tertiäre og diluviale Flora, p. 55, Taf. III, Fig. 2.

» aff. *Laricio* Poir. *pliocaenica* Kinkelin: Oberpliocäne Flora und Fauna des Untermaintales, Abh. Senckenb. Nat. Ges. Bd. 29, S. 210, Taf. XXIV, Fig. 12, 13.

Literatur s. Menzel l. c.

Strobili subsessiles, ovoideo-conici vel cylindrico-conici; sqamarum apophyses integrae, plus minus rhomboidales, latiores quam altae, margine anteriore saepius rotundatae, convexae, carina transversa elevata, latere superiore plerumque convexiores, leniter sulcatae, umbone mutico vel subspinato ornatae.

14 meist gut erhaltene Zapfen, von denen drei abgebildet wurden (Fig. 1—3), und eine große Anzahl isolierter Schuppen gehören zu *Pinus Laricio Thomasiana* Goepp. sp.

Bezüglich der genauen Beschreibung der Art kann auf die oben zitierten Arbeiten von Heer und Menzel verwiesen werden.

Die vorliegenden Zapfen messen zwischen 35 und 58 mm Länge und 18—23 mm größter Breite; die Schuppen weisen Längen bis 25 mm auf; die Apophysen schwanken zwischen 6 und 12 mm Breite und 5—8 mm Höhe; an Grund und Spitze der Zapfen stehen noch kleinere; obere und untere Hälfte der durch eine erhöhte Querleiste geteilten Schuppenschilder sind teils in Größe und Wölbung einander gleich, teils ist die obere Seite

stärker gewölbt, und die Schilder erscheinen danach bald pyramidenförmig, bald mehr hakenartig; ebenso variiert Größe und Stellung des Buckels, der sich in der Mitte der Schuppenschilder erhebt, innerhalb enger Grenzen (Fig. 4—10). Einige der Zapfen sind ein wenig gekrümmt, Samen sind nicht erhalten.

Mit den von Heer beschriebenen Zapfen aus dem Samlande stimmen unsere Zapfen gut überein, nur sind sie im ganzen etwas kleiner, und sie sind schlanker als die Exemplare aus dem böhmischen Oligocän und Miocän.

Weber führt (Tertiärflora der Niederrheinischen Braunkohlenformation S. 50) *Pinus Thomasiana* von Lieblar bei Bonn an, ohne eine Abbildung zu geben.

Pinus sp.

Tafel 3, Fig. 11, 12.

Zwei Bruchstücke von *Pinus*-Nadeln, ein längeres (33 mm lang), dreikantig mit entfernt-fein-gesägten Rändern (Fig. 11a, vergrößert 11b, Querschnitt 11c) und ein kurzes Stück von halbrundem Querschnitt (Fig. 12a, b) gehören drei- bezw. zweinadligen Kiefern an, erlauben aber bei ihrer Unvollständigkeit keine nähere Zuweisung.

Picea sp.

Tafel 3, Fig. 13.

Das Bruchstück eines zerstörten, abgenagten, schlanken Zapfens, 28 mm lang, 13 mm breit, mit den Resten dünner, dichtstehender Schuppen, an denen eine deutliche Längsfurchung und an einigen Stellen ein flacher, ausgezackter vorderer Schuppenrand erkennbar ist, gehört wohl einer *Picea* an, bietet aber zu wenig deutliche Merkmale, um eine genauere Deutung zuzulassen.

Tsuga europaea nov. spec.

Tafel 3, Fig. 14.

Strobilus pedunculatus, ovoideo-oblongus, utrinque obtusus, 22 mm longus, 12 mm latus; squamae obovatae, integerrimae, 5—7 mm latae.

Ein kurz gestielter Zapfen, 22 mm lang, 12 mm breit, eiförmig, am Grunde stumpf gerundet, nach der Spitze schwach verjüngt

und vorn ebenfalls abgerundet, wird aus flachen, mäßig dicken Schuppen mit abgerundetem vorderem Rande gebildet, die bis 7 mm Breite erreichen. Die Oberfläche der Schuppen weist außer undeutlicher Längsstreifung keinerlei Skulptur auf. Samen sind nicht erhalten.

Er erinnert an die kleinen Zapfen mancher lebenden *Picea*-Arten, z. B. *P. nigra* Ait. und *P. rubra* Poir., kommt aber in Größe und Schuppenform den Zapfen von *Tsuga canadensis* Carr. am nächsten.

Unter fossilen Zapfen kommen zum Vergleich in Betracht:

Tsuga Heerii Gardner (A Monograph of the British Eocene Flora Vol. II, p. 74, pl. XVI, fig. 1—4, 10—16), mit der Gardner einen Teil der von Heer als *Pinus Mac Clurii* (Flora Foss. arct. Bd. VII, S. 65, Taf. LXXXVII, Fig. 3) beschriebenen Reste vereinigt.

Diese Art ist der unsrigen recht ähnlich, hat aber wesentlich größere Zapfen und dickere Zapfenstiele.

Pinus Abies lati-squamosa Ludwig: Fossile Pflanzen aus der ältesten Abteilung der Rheinisch-Wetterauer Tertiärformation. Palaeontogr. Bd. VIII, S. 77, Taf. XIV, Fig. 5a.

Der kleine Zapfen, den Ludwig l. c. Fig. 5a neben viel größeren Zapfen dieser Art abbildet, erscheint auf den ersten Blick nach Größe und Gestalt unserem Zapfen ähnlich, hat aber viel dichter stehende, im freien Teile kürzere und vorn mit flacherem Bogen begrenzte Schuppen.

Pinus Heisseana Fritsch: Das Pliocän im Talgebiete der zahmen Gera in Thüringen. Dieses Jahrbuch für 1884, S. 425, Taf. XXVI, Fig. 6—12. Diese beiden Zapfen, l. c. Fig. 11 und 12, die der Autor mit der lebenden *Picea nigra* Ait. vergleicht, sind unserem Reste ebenfalls ähnlich.

Sciadopitys tertiaria nov. spec.

Taf. 3, Fig. 15—21.

Folia duplicata, linearia, coriacea, splendida, sessilia, basi angustata, apice rotundata et emarginata, 2—3 mm lata; latere supe-

riore leniter trisulcata, latere inferiore profundius sulcata: sulco medio lato, stomata ferente, sulcis lateralibus subtilioribus;

amenta mascula oviformia, capitato-aggregata;

amenta feminea ovalia;

strobili suboblongi, pedunculati, ad pedunculum bracteis ellipticis acutiusculis instructi; squamae strobili fructiferae e basi cuneata semiorbiculares, lignosae, margine non reflexae, latere externo supra longitudinaliter sulcatae, medio bracteis adnatis callosae, latere interno supra laeves, infra leviter sulcatae, medio linea semicirculari instructae, in qua insertiones punctiformes seminum ca. sex dispositae sunt.

Von dieser Pflanze liegen zunächst zahlreiche Bruchstücke von Doppelnadeln vor, von denen einige in Fig. 21 wiedergegeben sind, und zwar Blattspitzen in Fig. 21 a, b (vergrößert c, d), Basalstücke in Fig. 21 e, f, g (vergrößert h, i), ein Querschnitt in Fig. 21 k; davon stellen die Fig. b, d, h die Oberseiten, a, c, i die Unterseiten dar. Eine vollständige Doppelnadel ist leider nicht erhalten, die Bruchstücke, die bis 3 cm Länge erhalten sind, lassen auf eine Gesamtlänge schließen, die vielleicht 5 cm und mehr betragen haben mag. Die Nadelreste sind glänzend, lineal, zum Grunde allmählich verjüngt, an der Spitze abgerundet und fein ausgerandet; die Oberseite weist drei schwache Längsfurchen auf, die Unterseite drei tiefere Längsrinnen, deren mittelste am stärksten ausgeprägt ist. Der Querschnitt (Fig. 21 k) läßt die Anordung der Oberflächenfurchen und die Stellung von zwei Gefäßbündeln deutlich erkennen. Mikroskopische Bilder zu gewinnen, erlaubte leider die Beschaffenheit des Materials nicht.

In der tiefen Mittelrinne auf der Unterseite der Doppelnadeln sind die Spaltöffnungen erkennbar; zwar ist diese tiefe Rinne bei den meisten Exemplaren von feinem Sande erfüllt, dessen Entfernung bei der überaus großen Zerbrechlichkeit der Reste nicht möglich ist; an einigen von der Sandbedeckung freien Stellen hebt sich aber die Epidermis in der Mittelrinne matt von der im übrigen stark glänzenden Oberfläche der Blätter ab und läßt bei starker Vergrößerung die Spaltöffnungen als feine punktförmige Vertiefungen erkennen.

Die eiförmigen männlichen Blütenkätzchen (Fig. 19 a, vergrößert

19b) stehen kopfig gehäuft; sie sind aus zahlreichen kleinen, rundlichen, schwach gestreiften Schuppen zusammengesetzt.

Die weiblichen Blütenzäpfchen (Fig. 20), aus stark gewölbten Schuppen gebildet, tragen am Grunde Schuppenblätter, die mit denen am Grunde der größeren Zapfen übereinstimmen.

Junge Zapfen liegen in mehreren Exemplaren und verschiedenen Fragmenten vor, von denen die Fig. 15—17 eine Anschauung geben; das kleine Zäpfchen (Fig. 15) mißt 10 mm Länge bei 6 mm Breite, das größere (Fig. 16) 15 mm Länge und 10 mm Breite.

Beide besitzen kurze, dicke Stiele; diese sind mit spiralig angeordneten, dreieckig-ovalen, etwas bauchigen Schuppenblättern besetzt, die nach oben an Größe zunehmen, flacher werden und eine verdünnte Spitze erhalten (Fig. 17a—c).

Die Deckschuppen der Zapfen, mit den Samenschuppen verwachsen, gleichen durchaus den obersten Schuppenblättern des Zapfenstieles (Fig. 17d); an den Schuppen der jüngeren Zapfen sind die spitzen Enden der Deckschuppen zum Teil noch erhalten als freie Anhängsel, ein Verhalten, das ich auch an zwei älteren Zapfen der lebenden *Sciadopitys verticillata* Sieb. et Zucc. beobachten konnte — junge Zapfen der lebenden Art konnte ich nicht untersuchen —. An anderen Zapfenschuppen ist von den Deckschuppen nur der mit der Samenschuppe verwachsene quere Wulst erhalten (Fig. 17e, f). Alle Schuppen der jungen Zapfen nähern sich der vorn abgerundeten, am Grunde keilförmigen Gestalt der ausgewachsenen Schuppen und weisen oberhalb des Deckschuppenwulstes die gefurchte Fläche der Samenschuppe auf.

Von reifen Zapfen liegt nur eine isolierte Schuppe vor (Fig. 18a von außen, 18b von innen, 18c im Längsschnitt); diese besitzt 17 mm größte Breite und 15 mm Länge; aus breit keilförmiger Basis breitet sie sich zu einem halbkreisförmig begrenzten Oberteil aus, dessen vorderer Rand nicht umgebogen ist; quer über die Mitte der Schuppe läuft ein verdickter, nach abwärts dreieckiger, runzeliger Wulst (Deckschuppenrest); oberhalb des Wulstes ist die Schuppe tief längsrunzelig. Die Innenfläche der Schuppe ist fast glatt im oberen Teile, während der untere seichte,

furchige Vertiefungen aufweist; beide Teile sind durch eine bogenförmig verlaufende, vertiefte Linie getrennt, längs deren deutlich sechs rundliche Samenansatzstellen erkennbar sind.

Die vorstehend beschriebenen Reste von Doppelnadeln, Blüten und Zapfen verschiedenen Alters lassen mir das Vorhandensein einer *Sciadopitys*-Art im Herzogenrather Tertiär nicht zweifelhaft erscheinen.

Von dem einzigen lebenden Vertreter der Gattung, der *Sciadopitys verticillata* Sieb. et Zucc. (Japan), ist die tertiäre Form nur durch kleinere Dimensionen und durch die am vorderen Rande nicht zurückgebogenen Zapfenschuppen abweichend, im übrigen stimmen die charakteristischen Gattungsmerkmale bei beiden vollständig überein.

Schenk hält dafür, daß Heer's *Pinus Crameri* (Flora fossilis arctica I, S. 84, Taf. XLIV, Fig. 7, 8; Kreideflora der arktischen Zone, S. 83, Taf. XXIII, Fig. 9—15; Flora fossilis grönlandica I, S. 17) zu *Sciadopitys* gehöre, während Goeppert's *Sciadopitys linearis* und *Sc. glaucescens* aus dem Bernsteine zweifelhaft seien.

Mit den Resten von *Pinus Crameri* Heer haben die Herzogenrather Reste nichts gemein.

Sequoia Couttsiae Heer.

Taf. 3, Fig. 22—27.

Sequoia Couttsiae Heer: On the fossil flora of Bovey Tracey, p. 1051, pl. LIX, pl. LX, Fig. 1—46, pl. LXI.
» » Heer: Miocäne baltische Flora, S. 55, Taf. XIII, Fig. 17—23 Taf. XIV, Fig. 17—19.
» » Friedrich: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora der Provinz Sachsen, S. 83, Taf. XI, Fig. 1—3.
» » Menzel: Gymnospermen der nordböhmischen Braunkohlenformation II, S. 91; hierin auch die weitere Literatur.

Rami curvato ascendentes, alterni; ramuli juniores elongati, graciles; folia ramorum innovationumque squamaeformia, basi adnata decurrentia, rigida, imbricata, semipatentia, subfalcata, acuminata, dorso leviter carinata; folia ramulorum productioria, laxe imbricata, falcato-sublinearia; amenta mascula axillaria, rotunda, e bracteis conferte imbricatis composita; strobili globosi vel ovales ad ramulorum

apices plerumque solitarie appensi; squamae paucae, unguiculatae, peltatae, rhomboideae, sulco transverso medio breviter mucronato ornatae, rugosae; semina elliptica, compressa, alata.

Die Organe der vom Eocän bis Miocän bekannten *Sequoia Couttsiae* Heer sind wiederholt eingehend beschrieben worden, so daß auf die oben zitierten Werke verwiesen werden kann.

Von Herzogenrath liegen beblätterte Zweige, Zapfen und Samen vor.

Belaubte Reste sind in mehreren Bruchstücken dünner und stärkerer Zweige vorhanden, deren zwei in Fig. 22 und 23 wiedergegeben sind; die Blätter sind dicht spiralig gestellt, allseitwendig, von dreieckig-pfriemlicher Gestalt mit schwachem Kiele am Rücken, teils anliegend, teils sichelförmig gekrümmt.

Zapfen sind in einigen vollständigen Exemplaren (Fig. 24 und 25) und zahlreichen Bruchstücken und isolierten Schuppen erhalten. Die kurzgestielten, ovalen bis langelliptischen Zapfen erreichen bis 20 mm Länge und 12 mm Breite; die wenig zahlreichen, gestielten, schildförmigen Schuppen haben rhombische Schilder, die bis 7 mm Breite und 6 mm Höhe messen, eine querlaufende rhombische Vertiefung mit stumpfem Wärzchen in der Mitte und wulstige, gerunzelte obere und untere Ränder besitzen (Fig. 26 Schuppenschild, vergrößert).

Ein Samen (Fig. 27) stimmt mit den Samen lebender Sequoien und den Samen überein, die Heer verschiedenenorts, besonders in der baltischen Flora und in der Flora von Bovey Tracey, von *Sequoia Couttsiae* abgebildet hat.

Taxodium distichum miocenicum Heer.

Taf. 3, Fig. 28—30.

Taxodites dubius Sternberg: Vers. II, S. 204.
Taxodium distichum miocenicum Heer: Miocäne baltische Flora, S. 18, Taf. II, Taf. III, Fig. 5, 6.
» » » Menzel: Gymnospermen d. nordböhmischen Braunkohlenformation II, S. 85 (hier weitere Literatur).

Strobili oviformes vel subglobosi; squamae excentrice peltatae, primum marginibus conniventes, demum hiantes, e basi tenui sursum

incrassatae, dilatatae, disco convexo, costa transversali et umbone medio ornatae, margine superiore verrucosae.

Von Resten dieser weitestverbreiteten Conifere des Tertiärlandes liegt von Herzogenrath ein einziger ovaler Zapfen vor; er mißt 18 mm Länge, 12 mm größte Breite, ist am Grunde von kleinen, ovalen Schuppenblättern umgeben und zählt 23 Schuppen. Über die Mitte der freien Schuppenschilder (vergl. Fig. 29 und 30, vergr.) läuft eine wenig erhabene Querleiste, in deren Mitte sich aus einer rhombisch umgrenzten, seichten Vertiefung eine meist vorwärts gerichtete dornige Spitze erhebt; der vordere Teil der Schuppenschilder ist schwach gefurcht.

Dieser Zapfen entspricht jungen Zapfen von *T. distichum;* bei reifen Zapfen der lebenden Art ist der dornige Höcker in der Schildmitte meist rückwärts gekrümmt, wenn er nicht abgefallen ist und nur eine warzige Erhöhung zurückgelassen hat; ferner ist zumeist bei den reifen Zapfen rezenter Bäume und auch bei den meisten bekanntgegebenen Zapfen des tertiären *Tax. distichum miocenicum* der obere Schuppenrand wellig gekerbt und mit einer Reihe deutlicher Höcker besetzt, während unser Zapfen nur einen gefurchten vorderen Rand der Schuppen besitzt; doch tritt die Bildung dieses Höckerwulstes erst mit der Reife des Zapfens deutlich hervor und bleibt zuweilen auch dann aus.

Unser Zapfen stellt jedenfalls ein noch junges Entwicklungsstadium vor.

Fam. Anonaceae.

cf. **Anona altenburgensis** Unger.

Taf. 4, Fig. 1.

Unger: Sylloge plantarum fossilium I, S. 26, Taf. X, Fig. 8—11.

Semina ovato-oblonga, paulo curvata, utrinque obtusa, longitudinaliter striata, insertione basali.

Ein langovaler, seitlich zusammengedrückter, flach gekrümmter Same von 28 mm Länge, 14 mm größter Breite und 6 mm Dicke mit rundlicher Anheftungsstelle am dickeren Ende, nach dem entgegengesetzten Ende zu verschmächtigt, an beiden Enden abge-

rundet, mit stumpfkantigen Seitenrändern und längsgefurchter Oberfläche ist in Fig. 1a—c von beiden Breitseiten und einer Schmalseite abgebildet.

Er ist mit den Samen zu vergleichen, die UNGER von Altenburg als *Anona altenburgensis* beschrieb; er stimmt im wesentlichen mit diesen überein, ist nur etwas größer und schlanker. UNGER vergleicht seine Samen mit denen von *Asimina triloba* DUNAL (atlant. Nordamerika).

Anona Morloti UNGER (Sylloge plantarum fossilium I, S. 26, Taf. X, Fig. 12), mit *Anona Cherimolia* MART. und *A. muricata* L. verglichen, ist wesentlich kleiner.

Anona elliptica UNGER (Sylloge plant. foss. III, S. 43, Taf. XIV, Fig. 2), mit *Monodora myristica* DUN. verglichen, weist eine gedrungenere Form auf.

Anona (?) devonica HEER (Fossil flora of Bovey Tracey, p. 1071, pl. LXX, fig. 1—3) und *Anona cyclosperma* HEER (ibid. p. 1072, pl. LXX, fig. 4) besitzen andre Formen.

Anona cacaoides ZENKER sp. (= *Baccites cacaoides* ZENKER) bei ENGELHARDT (Flora der Braunkohlenformation im Königreich Sachsen, S. 40, Taf. XII, Fig. 2—11) und bei FRIEDRICH (Tertiärflora der Provinz Sachsen, S. 218, Taf. VI, Fig. 16) besitzt deutliche Längsrippen der gleichmäßig ovalen Samen mit glänzend glatter Oberfläche; außerdem besitzen diese, wie ich an einer Anzahl in Quatitz in der Sächsischen Oberlausitz selbst gesammelter Exemplare feststellen kann, etwa 5 mm oberhalb der Ansatzstelle eine ringförmige, ringsumlaufende, seichte Einschnürung, unterhalb deren die Oberfläche nicht glänzend, sondern matt und rauh ist; an den ENGELHARDT'schen Abbildungen kommt dieses Verhalten nicht deutlich zur Anschauung. Von lebenden Anonaceensamen ist mir eine derartige Bildung nicht bekannt. Es scheint mir danach, daß es sich bei den Exemplaren aus der sächsischen Braunkohle nicht um Samen, sondern um Früchte handelt, welche am Grunde von einer niedrigen, becherförmigen Cupula umschlossen waren, die nicht erhalten geblieben ist; außerdem läßt sich an den Quatitzer Exemplaren feststellen, daß sie eine mehrere Millimeter dicke Wandung besitzen, die einen von kohliger Masse erfüllten Hohlraum umschließt.

Engelhardt und ebenso Schenk und Friedrich vereinigen *A. altenburgensis*, *A. Morloti* und *A. elliptica* mit *A. cacaoides*.

Schenk (Handbuch der Palaeophytologie, S. 507) hat die Samen lebender Anonaceen und die von *A. cacaoides* eingehend untersucht; die Samenschale der Anonaceen besteht aus zwei Schichten, einer äußeren parenchymatösen, die sich leicht abziehen läßt, und einer inneren harten Schicht. Schenk findet keine Ähnlichkeit zwischen dem Bau der Samenschalen von *A. cacaoides* und lebenden Anonaceen; er hält die als *A. cacaoides* bezeichneten Reste für Steingehäuse einer Steinfrucht. Ob dies auch für die anderen genannten, zu *Anona* gestellten Fossilien zutrifft, und ob diese mit *A. cacaoides* wirklich identisch sind, muß ohne nähere Vergleichung der Originale dahingestellt bleiben; die von Unger und Heer gegebenen Abbildungen und Beschreibungen geben darüber keinen Aufschluß.

Danach erscheint die Zuweisung der verschiedenen fossilen »*Anona*«-Samen zunächst noch als höchst unsicher.

Als ein Steingehäuse ist nun der uns vorliegende Rest keinesfalls anzusprechen; er besitzt keine Spur einer einen Hohlraum umschließenden Wand; er erscheint vielmehr, wie an einem Risse festzustellen ist, durchaus kompakt, und es kann darum in ihm vielleicht ein Same erblickt werden, der seine äußere Schale verloren hat.

Ich stelle ihn nur mit Vorbehalt zur Gattung *Anona*, mit deren Samen er äußere Ähnlichkeit besitzt.

Fam. Lauraceae.

Ocotea rhenana nov. spec.

Taf. 4, Fig. 2—5.

Bacca ovata, apice acuminata, cupulae crassae hemisphaericae insistens.

Die Frucht (Fig. 2) ist 21 mm lang, am Grunde 13 mm breit, zu 7 mm Dicke zusammengedrückt, aus breiter Basis nach vorn allmählich zugespitzt und besitzt eine breite, runde Ansatzfläche an der Basis.

Das Epicarp ist dünn, ledrig, glatt, stellenweise blasig abgehoben.

Die Fruchtbecher (Fig. 3 und 4) sind 11—14 mm hoch und haben einen oberen Durchmesser von 15—18 mm; sie verjüngen sich in einen ziemlich dicken Stiel, besitzen eine dicke, holzige Wandung mit ebenem oberen Rande, der an einigen Stellen defekt ist, und mit glatter Oberfläche; im Inneren tragen sie am Bechergrunde eine runde, rauhe Ansatzfläche.

Ich vereinige diese Reste und sehe in ihnen am Grunde von Achsenbechern umgebene Beerenfrüchte einer Lauracee; Fig. 5 bietet eine Rekonstruktion der Frucht.

Beeren mit Achsenbechern von ganz übereinstimmender Form und Größe finden sich bei verschiedenen rezenten Lauraceen, besonders bei *Ocotea foetens* Baill. (Kanarische Inseln).

Eine Cupula, die von der unserigen nicht verschieden ist, hat Gaudin (Contributions à la flore fossile italienne, Mém. I, p. 35, pl. X, fig. 4) mit Blattresten vereinigt, die er als *Oreodaphne Heerii* bezeichnet.

Da Gaudin's tertiäre Lauracee aber auf Blattreste begründet ist, denen die fragliche Cupula zugeteilt wurde, andererseits aber entsprechende Blattreste in den Herzogenrather Ablagerungen fehlen, so erscheint es mir mißlich, unsere Fossilien mit *O. Heerii* zusammenzubringen; es wird deshalb eine besondere Bezeichnung für sie gewählt.

Fam. Saxifragaceae.

Philadelphus tertiarius nov. spec.

Taf. 4, Fig. 6.

Capsula turbinata, quadrilocularis, loculicide dehiscens, basi usque ad mediam capsulam axi cupuliformi cincta.

Der in Fig. 6a von der Seite, 6b von oben in natürlicher Größe abgebildete Rest stellt eine Frucht von kreiselförmiger Gestalt dar, die etwas unregelmäßig verdrückt ist und 8—9 mm Durchmesser besitzt. Am Grunde ist die Frucht bis etwa zur Mitte von einem becherförmigen Achsengebilde mit glattem oberen

Rande und schrumpfig längsgefurchter Oberfläche umhüllt; oberhalb des Achsenbechers weist die Frucht von ursprünglich 4 Klappen zwei erhaltene Klappen auf, die beiden anderen sind abgebrochen; diese Klappen tragen eine Scheidewand in der Mitte.

Dieser Rest erinnert an die Fruchtbildung mancher Rhamnaceen, insbesondere an die einiger Gattungen der *Rhamneae* und *Colletieae* mit meist dreifächrigen, am Grunde oft bis zur Hälfte von Achsenbechern umgebenen Früchten.

Auch die Saxifragacee *Carpodetus* Forst. hat vergleichbare Früchte, nämlich lederartig bis fleischige, fast kugelige 3—5-fächrige Früchte, die über der Mitte eine ringförmige Narbe des abgefallenen Kelches tragen.

Ganz übereinstimmend aber erweist sich der Fruchtbau bei *Philadelphus* L. (Kaukasus bis Ostasien, Nordamerika); die 3—5-fächrigen, kreiselförmigen Kapseln dieser Gattung mit fachspaltigen Klappen sind tief in die Blütenachse eingesenkt, von deren Rande an der reifen Frucht die Kelchabschnitte abfallen; mit *Philadelphus nepalensis* Wall z. B. stimmt unser Rest in Größe und Gestalt völlig überein.

Saxifragaceaecarpum bifolliculare nov. spec.

Taf. 4, Fig. 7—10.

Carpolithes bicarpellaris, compressus, ad basim axi cinctus; folliculi duo impares, pedunculo oblique insidentes, ovato-oblongi, breviter rostrati, apice fissi, supra ad suturam ventralem deshiscentes, infra conjuncti, epicarpio rugoso, longitudinaliter sulcato, mesocarpio lignoso, reticulato-sulcato.

Eine Anzahl vollständiger und in Bruchstücken erhaltener Reste gehören zu seitlich zusammengedrückten Früchten von 16—21 mm Länge, 8—11 mm Breite und 5 mm Dicke, die von je zwei am Grunde vereinigten Balgfrüchten gebildet werden; die beiden Follikel sind ungleich groß; der größere geht unmittelbar schief laufend in den Stiel über, von dem nur der kräftige Ansatz erhalten ist, der andere kleinere inseriert seitlich etwas höher (s. Fig. 7 und 8). Die Follikel sind langoval, vorn in eine kurze, schnabelartige Spitze ausgezogen.

4—8 mm oberhalb des Stielansatzes verläuft um die Frucht in schräger Richtung in etwas geschweifter Linie eine schwach vorstehende Leiste; unterhalb derselben ist die Fruchtoberfläche mit deutlichen Furchen bedeckt, die vom Stielansatz aufwärts verlaufen; oberhalb der Querleiste ist die Fruchtwand feinrunzelig und mit mehreren feinen Längsstreifen versehen.

Die Fruchtwand läßt deutliche Schichtung erkennen; die äußere, dünnhäutige, mattglänzende Schicht (Epicarp) ist sehr spröde; die stärkere, innere, holzige Schicht (Mesocarp) besitzt ca. $^1/_2$ mm Dicke. An Stellen, an denen die äußere Schicht abgeblättert ist (Fig. 8 b), erscheint die Oberfläche der inneren Wandschicht von feinen, netzartig verzweigten Furchen bedeckt. Das die Fruchthöhle auskleidende Endocarp erscheint mattglänzend, fein punktiert.

Die beiden Follikel sind bis zur Höhe der Querleiste miteinander vereinigt und bilden einen gemeinsamen Hohlraum, oberhalb der Leiste sind sie getrennt durch die einwärtsgeschlagenen Carpellränder; Fig. 9 zeigt einen Längsschnitt in der Mitte zwischen den beiden Follikeln, Fig. 10 einen Querschnitt durch den oberen Teil einer Frucht, der die beiden getrennten, an den Bauchnähten aufspringenden Follikel erkennen läßt.

Die reifen Früchte springen an den Bauchnähten auf; längs der Rückennaht ist eine schwache Leiste ausgeprägt; einzelne der Balgfächer sind auch an den Spitzen, der Rückennaht entlang, aufgesprungen; die Früchte, Fig. 7 b von der Breitseite, Fig. 7 c von der Schmalseite, Fig. 9 im Längsschnitt, zeigen das Klaffen der schnabelartig zur Seite gebogenen Klappenspitzen.

Von Samen ist nichts Genaues zu ermitteln.

Es handelt sich also um eine Frucht, die von zwei am Grunde vereinigten, oberwärts getrennten, im reifen Zustande an den Bauchseiten aufspringenden und an der Spitze auch an den Rückenseiten etwas klaffenden Balgkapseln gebildet wird, und die am Grunde von einem angewachsenen Kelche umgeben oder in ein Achsengebilde eingesenkt ist.

Balgkapseln treten in verschiedenen Pflanzenfamilien auf.

Unseren Fossilien analoge Fruchtformen, d. h. zwei am Grunde

vereinigte, oben getrennte, an den Innenseiten aufspringende Bälge finden sich vor allem unter den Cunoniaceen und den Saxifragaceen; die ersteren besitzen meist vierklappige Kapseln mit nach innen sich öffnenden Fächern oder Balgfrüchten (seltener Steinfrüchte oder Nüsse), ähnlich z. B. bei der Gattung *Weinmannia* L., aber kleiner und ohne basale Kelch- oder Achsenumhüllung.

Mehr Anklänge bieten verschiedene Saxifragaceengattungen, die zweifächrige, häufig seitlich zusammengedrückte, aus zwei am Grunde vereinigten Carpellen entstandene Kapseln tragen, die an den Bauchnähten der Carpelle aufspringen und mehr oder weniger mit der Blütenachse verwachsen sind; derartige zusammengedrückte Kapseln mit einem großen und einem kleineren Fache besitzt z. B. *Tiarella* L., solche halbunterständige Kapseln haben *Eremosyne* Endl., *Itea* L., *Escallonia* L., *Forgesia* Commers., *Choristylis* Harv. u. a. Die Früchte aller dieser Gattungen sind aber wesentlich kleiner als unsere fossilen Reste.

Ich vermag keine lebende Saxifragacee zu nennen, die in Größe und Ausbildung ganz übereinstimmende Früchte hervorbringt; aber sicher sind die einzelnen charakteristischen Merkmale unserer Früchte mehr oder weniger miteinander vereinigt unter den Saxifragaceen anzutreffen. Ich reihe die Reste deshalb dieser Familie ein.

Fam. Rosaceen.

Prunus crassa Ludwig sp.

Taf. 4, Fig. 11.

Cerasus crassa Ludwig: Fossile Pflanzen aus der jüngsten Wetterauer Braunkohle, Palaeontogr. Bd. V, S. 105, Taf. XXII, Fig. 1.

Putamen oviforme, basi oblique-obtusatum, apice obtuse-acuminatum, sutura sulcatum, superficie rugulosum.

Ein Steinkern, 13 mm lang, 9 mm breit, 7 mm dick, eiförmig, am Grunde schief abgestumpft, vorn stumpf zugespitzt, an der Naht beiderseits seicht gefurcht, mit schwach runzeliger Oberfläche und dicker Wand, stimmt mit dem Kirschkern, den Ludwig als *Cerasus crassa* beschrieb, im wesentlichen überein; nur gibt Ludwig von diesem einen kreisförmigen Querschnitt an, während der

unseres Steinkernes oval ist; auch die Steinkerne von *Prunus acuminata* und *P. tenuis* LUDWIG (ibid. S. 106, Taf. XXII, Fig. 4 und Taf. XXII, Fig. 5) sind kaum verschieden.

Der Steinkern, den KINKELIN (ENGELHARDT und KINKELIN, Oberpliocäne Flora und Fauna des Untermaintales, S. 267, Taf. XXXIII, Fig. 8) als *Prunus avium* L. *fossilis* bekannt gibt, besitzt stärkere Furchung an den Seitenkanten.

Fam. Zygophyllaceae.

Zygophyllum rhenanum nov spec.

Taf. 4, Fig. 12.

Capsula lignosa, elliptica, quadriloba, quadrilocularis, longitudinaliter profunde quadrisulcata.

Fig. 12a stellt den an der Spitze nicht ganz vollständig erhaltenen Rest einer holzigen, elliptischen, vierfächrigen Kapsel von 10 mm ursprünglicher Länge und 7 mm Breite dar, die durch vier tiefe Furchen stumpf vierlappig erscheint, vierklappig ist und septizide Dehiscenz aufweist.

Fig. 12b und c zeigen die eine vollständig erhaltene Klappe losgelöst vom Rücken und von der Seite, Fig. 12d einen idealen Durchschnitt der Frucht, wie ihn der Einblick in das Innere durch die Abbröckelung am Scheitel der Kapsel erkennen läßt.

Kantige, 4—5-klappige, holzige Kapseln sind bei verschiedenen Familien anzutreffen, z. B. bei Rutaceen, Meliaceen, Zygophyllaceen. Am meisten stimmt die Frucht mit manchen Arten von *Zygophyllum* L. überein, die 4—5-kantige, holzige Kapseln mit geflügelten oder ungeflügelten Fächern und fachspaltiger oder scheidewandspaltiger Dehiscenz besitzen; ich vergleiche unser Fossil vor allem mit der Kapsel von *Zygophyllum Fontanesii* WEBB et BERTH. (Kanarische Inseln).

Guajacum quinquealatum nov. spec.

Taf. 4, Fig. 13.

Capsula supera, piriformis, supra et infra truncata, apiculata, quinquelobata — lobis alatis —, quinquelocularis; exocarpio tenui ruguloso.

Die kleine Kapsel von 5 mm Höhe, birnförmig, mit gestutzter oberer und unterer Begrenzung, oben 5 mm, unten 3 mm Durchmesser haltend (Fig. 13a in natürlicher Größe, Fig. 13c stark vergrößert), ist ausgesprochen fünflappig mit flügelartig vorgezogenen Kanten; auf der flachen oberen Fläche erhebt sich ein spitzer Griffelrest; unterhalb der Kapsel ist an dem kurzen Stiele ein ringförmiger Kelchrest erhalten.

Die Kapsel springt an den Kanten loculicid auf; Fig. 13b gewährt den Einblick in zwei der fünf vorhandenen Kapselfächer. Die Kapselwand ist dünn und besitzt eine runzlige Oberfläche.

Diese Kapselfrucht stimmt durchaus überein mit den ledrigen, 2—5-lappigen oder 2—5-flügeligen, fachspaltigen Kapseln der Gattung *Guajacum* L., besonders von *Guajacum sanctum* L. (Florida—Antillen).

Balanitocarpum ovatum nov. spec.

Taf. 4, Fig. 15.

Putamen osseum, ovatum, pentagonale, quinquesulcatum, compressum.

Ein 11 mm langer, 8 mm breiter und 6 mm dicker Steinkern, eiförmig mit breiter Basis und zur Spitze allmählich verjüngt, ist stumpf fünfkantig, von 5 flachen Furchen überzogen. In der Mitte der abgestumpften breiten Basis findet sich eine kleine Einsenkung (Ansatzstelle), von der aus fünf feine, rinnig vertiefte Linien nach den Längskanten verlaufen, ohne aber deutliche Anzeichen einer Spaltung zu zeigen (Fig. 15a von der Seite, Fig. 15b von unten).

Die Wandung ist, wie einige zufällige Löcher erkennen lassen, ziemlich dick; über die Zahl der Fächer ist an dem einzigen vorliegenden Exemplare nichts festzustellen.

Dieser Steinkern stimmt im wesentlichen mit den Steinen von *Balanites aegyptiaca* Delile überein. Diese Art besitzt aus einem fünffächrigem Fruchtknoten hervorgehende Steinfrüchte mit dickem, hartem, schwach fünfkantigem Endocarp, die durch Abort einfächrig sind.

Unser Steinkern ist nur kleiner und von gedrungenerem Bau als die von *B. aegyptiaca*.

Da ich über die Beschaffenheit des Steininneren keine Kenntnis erhalten konnte, will ich den Rest nur bedingungsweise zu *Balanites* in Beziehung bringen.

Fam. Rutaceae.

Phellodendron europaeum nov. spec.

Taf. 4, Fig. 16—20.

Drupa sphaerica, pedunculata, apice mucronulata; putamina quinque trigono-ovata.

Einige beerenartige Steinfrüchte, kugelig, zum Teil verdrückt, von 10—15 mm Durchmesser, besitzen eine glatte, etwas runzelig geschrumpfte Fruchtschale, die hin und wieder Spuren schwacher Furchung erkennen läßt; die an den Früchten erhaltenenen kurzen Stielreste weisen am Ansatze eine Verbreiterung auf, ähnlich wie die Stiele von Kirschen; Kelchreste sind nicht erhalten. Am Scheitel sind die Früchte etwas eingezogen und tragen einen als kurzes Spitzchen vorstehenden Griffelrest (vergl. Fig. 16a, 17, 18 von der Seite, 16b, c von unten und von oben; natürliche Größe).

Das Innere der Früchte ist von lockerem, verkohltem Gewebe erfüllt, in dem (vergl. Quer- und Längsschnitt Fig. 19a, b) fünf Steinkerne zu erkennen sind. An dem Querschnitte Fig. 19a erscheinen zwei Steinfächer gegenüber den drei anderen etwas verkümmert.

Die Steine (Fig. 20), 5—6 mm lang und etwa 4 mm breit, haben eine unregelmäßige, zusammengedrückte, dreieckige bis eiförmige Gestalt und besitzen eine rauhe Oberfläche.

Diese Früchte erinnern auf flüchtigen Anblick an Steinfrüchte von *Sorbus* L. und andere Rosaceen, doch fehlt ihnen jede Spur von Kelchresten am Scheitel.

Die ähnlichen Früchte von *Ilex* L. haben 4—6—8 Steinkerne mit Längsrippen, deren Querschnitt einem Kreisausschnitte entspricht.

Übereinstimmung besitzen unsere Früchte mit den Früchten mancher Rutaceen aus der Gruppe der *Toddalioïnae*; insbesondere sind die mehr oder weniger kugeligen, fleischigen, kurzgestielten,

fünfsteinigen Früchte von *Phellodendron* Rupr. mit knopfartigen Griffelresten am wenig eingezogenen Scheitel vollständige Analoga unserer Fossilien. Die Früchte von *Phellodendron japonicum* Max. sind nur um ein weniges kleiner als die verkohlten Früchte von Herzogenrath.

Die verwandte Rutaceengattung *Skimmia* Thbg. hat eiförmige Steinfrüchte mit 2 bis 4 glattschaligen Steinkernen.

Ruta pusilla nov. spec.

Taf. 4, Fig. 14.

Capsula quinquelobata, quinquelocularis, scrobiculato-punctata.

Fig. 14a zeigt in natürlicher Größe, 14b, c stark vergrößert von oben und unten eine kleine fünffächrige, tief fünflappige Kapsel von 2,5 mm Querdurchmesser, die von oben nach unten zusammengedrückt und sowohl am Stielansatze wie an der Spitze eingesenkt ist; die ganze Oberfläche ist fein warzig-punktiert. Das eine Kapselfach zeigt an einer Kante ein schwaches Klaffen.

Die Frucht entspricht durchaus den Früchten der Gattung *Ruta* L., deren tief 4- bis 5-lappige Kapseln mit teilweise am Scheitel entspringenden Fächern drüsig punktiert sind.

Fam. Burseraceae.

Commiphora europaea nov. spec.

Taf. 4, Fig. 21.

Drupa elliptica; putamen osseum ellipticum, basi mesocarpio arilliformi cinctum.

Die kleine elliptische Frucht (Fig. 21a), 5 mm lang, 4 mm breit, besaß eine dünne, leicht abbröckelnde Hülle, nach deren Ablösung ein Steinkern von gleicher Form, 4 mm lang, 3 mm breit (Fig. 21b, vergrößert 21c) zum Vorschein kam, der am Grunde bis etwas über die Mitte hinauf von einer längsfurchigen, becherartigen Umhüllung bedeckt ist; oberhalb des Randes dieser Umhüllung ist der Steinkern glatt und besitzt eine kleine rauhe Stelle am Gipfel.

Analoga dieser Frucht finden sich unter den Burseraceen.

Commiphora JACQ. besitzt eiförmige bis kugelige Steinfrüchte mit ledrigem oder fleischigem Exocarp und krustigen bis holzigen Steinkernen, die bei manchen Arten teilweise arillusartig vom Mesocarp bedeckt sind; so hat z. B. *C. glaucescens* ENGL. Steinkerne mit becherartiger Mesocarpumhüllung, die unsere Frucht aber an Größe übertreffen.

Einige Ähnlichkeit mit unserem Fossile besitzt der Rest, den SAPORTA (Dernières adjonctions à la flore fossile d'Aix II, p. 80, pl. X, fig. 8) als *Hedera Philiberti* abbildet, ohne eine nähere Beschreibung desselben zu geben.

Fam. Meliaceae.

Meliaceaecarpum ligniticum nov. spec.

Taf. 4, Fig. 22.

Capsula lignosa, obovata, basi angustata (apice deleta), pentagona, quinquelocularis, loculicida.

Eine fünffächrige, holzige Kapsel von verkehrt eiförmiger Gestalt, am Grunde zum kräftigen Stielansatz verjüngt, an der Spitze nicht vollständig erhalten, liegt in einer Länge von 25 mm vor, bei 14 mm größtem Querdurchmesser; die Länge der unversehrten Kapsel mochte 30 mm betragen (Fig. 22a).

Die Oberfläche ist rauh, undeutlich fünfkantig; längs der Kanten sind Spalten erkennbar. Die Dicke der holzigen Fruchtwand beträgt 3—4 mm, die längsaufgebrochene Kapsel (Fig. 22b) zeigt im Innern eine zentrale Mittelsäule, von der 5 Scheidewände abgehen; die Kapselfächer sind langgestreckt, schmal, 14 mm lang, 4 mm breit. Die einzelnen Klappen (Fig. 22c) tragen in der Mitte längslaufend die Scheidewand.

Von den Samen, ihrer Gestalt, Zahl und Anheftungsweise ist nichts zu ermitteln.

Derartige große, holzige, fünffächrige Kapseln mit loculicider Dehiscenz besitzen verschiedene rezente Meliaceengattungen, z. B. *Dysoxylum* BL. (indisch-malayisches Gebiet) und *Guarea* L. (tropisches Amerika und tropisches Westafrika) u. a.

Ähnliche Kapselfrüchte sind von F. v. MÜLLER aus dem Pliocän Australiens als *Rhytidotheca* beschrieben worden.

Fam. Anacardiaceae.

Rhus obliqua nov. spec.

Taf. 4, Fig. 23.

Drupa oblique-elliptica, compressa, apiculata, glabra; putamen durum, reniforme, punctatum.

Eine gestielte, schief-elliptische, zusammengedrückte, am Scheitel zu kurzer Spitze vorgezogene Steinfrucht mit glatter Oberfläche von 11 mm Länge und 7 mm Breite läßt unter dem vermutlich dünnen Exocarp einen die Größe der ganzen Frucht fast erreichenden, schwach nierenförmigen Steinkern erkennen, dessen Oberfläche, wie eine Stelle zeigt, an der das Exocarp abgebröckelt ist, grubig punktiert ist.

Die fossile Frucht erinnert äußerlich an manche einsamigen Leguminosenhülsen, z. B. *Genista monosperma* Lam., oder von Arten der Gattung *Copaïba* Mill., viel mehr aber stimmt sie mit Früchten von *Rhus* L. überein, besonders mit denen von *Rhus succedanea* L. (Ostasien) oder mit den kleinerfrüchtigen von *Rhus venenata* Dl. (atlantisches Nordamerika).

Mit den beschriebenen fossilen Früchten, die zu *Rhus* in Beziehung gebracht worden sind (*Rhus anceps* Heer., *Rh. sagoriana* Ett., *Rh. stygia* Ung., *Carpolithes rhoideus* Menz.) hat unser Rest nichts gemein.

cf. Folliculites Kaltennordheimensis Zenk.

Taf. 4, Fig. 24.

Zenker: Leonh. u. Bronn's Jahrb. 1853, S. 177, Taf. IV, Fig. 1—7.
Potonié: *Folliculites Kaltennordheimensis* Zenker und *Folliculites carinatus* (Nehring) Pot., Neues Jahrb. f. Min. 1893, II, S. 86, Taf. V, VI.
Weitere Literatur siehe bei Potonié l. c.

Putamen oblongum vel oblongo-obovatum, compressum, basi discoidea incrassatum, acumine rotundatum, longitudinaliter rugoso-striatum, rima longitudinali dehiscens; semen unicum oblongum.

Das in Fig. 24 abgebildete Fossil ist anscheinend ein holziger Steinkern von 14 mm Länge, 7 mm Breite und 4 mm Dicke, von langelliptischer, am Grunde etwas zur Ansatzstelle vorgezogener Gestalt, seitlich schwach zusammengedrückt; an der Spitze ist er

zerstört. Die Wand ist dick und besitzt eine längsrunzlige Oberfläche; sie umschließt einen einfächrigen Hohlraum und weist an einer Kante einen längslaufenden Sprung auf.

Dieser Rest erinnert an die steinfruchtartigen Kokken mancher Simarubaceen, mehr aber an die einfächrigen Steinfrüchte von Anacardiaceen aus der Gruppe der *Rhoideae*; er mahnt insbesondere an *Folliculites Kaltennordheimensis* ZENKER, eine Frucht, die POTONIÉ nach eingehender Untersuchung in Beziehung zur *Pistacia* L. brachte. Unser Fossil ist etwas größer als die in der Literatur als *Folliculites Kaltennordheimensis* beschriebenen Reste; doch besitze ich solche von Kaltennordheim, die annähernd gleiche Größe (bis 13 mm Länge) haben. Die für *Foll. Kaltennordheimensis* meist angegebene knopfartige Abschnürung am Grunde der Frucht ist bei dem vorliegenden Exemplare nicht deutlich ausgebildet oder nicht erhalten; nun ist unser Exemplar allerdings sowohl am Grunde wie an der Spitze nicht ganz intakt; ich stellte es daher nur als fraglich zu *Foll. Kaltennordheimensis*.

Fam. Celastraceae.

Evonymus tertiaria nov. spec.

Taf. 4, Fig. 25, 26.

Capsula tetragona, piriformis, apiculata, rugulosa; valvulae quattuor loculicide dehiscentes; loculi quattuor inaequales; calyx quinquesepalus.

Mehrere Fruchtreste, deren zwei in Fig. 25 und 26 abgebildet sind, gehören vierfächrigen Kapseln von dünnholziger oder mindestens derbledriger Beschaffenheit an. Sie messen bis 11 mm Länge und 8 mm Breite, sind birnförmig, unsymmetrisch, vorn zugespitzt, vierkantig, mit runzliger Oberfläche und stehen auf einem fünfteiligen Kelche mit rundlich zugespitzten Zipfeln.

Die Kapseln springen loculicid mit vier Klappen auf; das Bruchstück Fig. 26 zeigt eine wohlerhaltene Klappe mit der in der Mitte stehenden Scheidewand. Eine andere, in zwei Hälften zerfallene Kapsel ist in Fig. 25a von außen, in Fig. 25b von innen wiedergegeben; sie zeigt zwei ungleiche Samenfächer; das kleinere

Fach enthält den Rest eines elliptischen Samens, das größere leere Fach läßt die netzartig-runzelige Innenauskleidung erkennen.

Ähnlich gestaltete, fachspaltige, ledrige bis holzige, 2-, 3- bis 5-fächrige Kapseln sind bei der Gattung *Pittosporum* Banks anzutreffen; hier sind aber die Fächer vielsamig, und den reifen Kapseln fehlt der Kelch.

Dagegen bieten die Celastraceen gute Analoga, insbesondere finden sich bei *Evonymus* L. fachspaltige, drei- bis fünfkantige — neben gelappten —, ledrige Kapseln von Pyramidenform mit drei bis fünf ein- bis zweisamigen Fächern; auch ungleichmäßige Entwicklung der Fächer und abortative Rückbildung derselben ist bei *Evonymus* nicht selten.

Arten wie *E. radicans* Miq. [Japan], *E. patens* Rhed. [China] und besonders *E. grandiflora* Wall. [China bis Himalaja] kommen als vergleichbar in Betracht.

Die beschriebenen fossilen *Evonymus*-Arten: *E. amissus* Heer (Fossil flora of North Greenland p. 481, pl. LVI, fig. 10), *E. radobojana* Unger (Syll. plant. foss. II, S. 12, Taf. II, Fig. 17), *E. moskenbergensis* Ettingshausen (Beitr. z. Kenntn. d. Tertiärflora Steiermarks S. 67, Taf. VI, Fig. 4) sind von unsern Resten verschieden.

Evonymus germanica nov. spec.

Taf. 4, Fig. 27.

Capsula coriacea, quadriloba, piriformis, loculicida, loculi quattuor, monospermi; pericarpium rugulosum; semina nitida, oviformia.

Die Abbildungen geben einen Fruchtrest in der Ansicht von außen (Fig. 27a), von innen (Fig. 27b) und im idealen Querschnitte (Fig. 27c) wieder, der einer tief vierlappigen, birnförmigen, ledrigen Kapsel von 6 mm Länge und 6 mm größter Breite mit feinrunzeliger Oberfläche angehört.

Die Vorderseite läßt die Reste von drei Fächern erkennen, deren mittelstes längs der Mittelkante im Aufspringen begriffen ist; den beiden seitlichen Fächern fehlt die Kapselwand teilweise, das rückwärts gelegene vierte Fach fehlt vollständig. Zwei der Fächer enthalten je einen großen, eiförmigen, nach unten zugespitzten Samen mit glänzender Samenschale.

Dieser leider unvollständig erhaltene Fruchtrest erinnert an die in vier bis fünf ledrige Teilfrüchte zerfallenden Früchte mancher Rutaceen, wie *Evodia* FORST., *Orixia* THBG., *Melicope* FORST., *Bouchardatia* BAILL., *Eriostemon* SM. u. a., äußerlich auch an die Früchte der Zygophyllacee *Porliera* RUIZ et PAV. mit zwei bis fünf steinfruchtartigen Teilfrüchten, die aber je einen nierenförmigen Samen bergen.

Jedoch handelt es sich nicht um mehr oder weniger zu sammenhängende Teilfrüchte, sondern, wie das freilich nur in Resten erhaltene Pericarp zeigt, um eine fachspaltige Kapsel, und solche mit übereinstimmender Ausbildung bietet die Gattung *Evonymus*, deren manche Arten tiefgelappte, fachspaltige Kapseln besitzen, deren vier bis fünf Fächer einen bis zwei Samen enthalten. Unser Rest ist von kleinen Früchten von *E. europaea* L. oder von *E. Maackii* RUPR. (Mandschurei) nicht zu unterscheiden.

Fam. Sapindaceae.

Euphoriaecarpum litchiforme nov. spec.

Taf. 4, Fig. 28, 29.

Bacca lignosa, superficie tuberculis pyramidatis penta- vel hexagonalibus ornata; semen ellipticum, basi lata oblique-truncatum.

Fig. 28a gibt ein Stück einer holzigen Fruchtschale wieder, die mit dichtstehenden, fünf- bis sechsseitigen, pyramidenförmigen Erhöhungen bedeckt ist (vergr. Fig. 28b, c).

Genau die gleiche charakteristische Oberflächenskulptur findet sich bei rezenten Arten von *Euphoria* COMM. et JUSS. und bei *Litchi chinensis* SONN., nur ist bei diesen die Fruchtschale dünner als bei unserem Fossil.

Der in Fig. 29a abgebildete Rest, ein 22 mm langer, 13 mm breiter, elliptischer, an der Basis schief gestutzter Same mit breiter Ansatzfläche, längsrunzeliger Oberfläche und dicker Samenschale stimmt auch mit den Samen der beiden genannten lebenden Sapindaceengattungen überein, insbesondere mit den derbwandigen Samen von *Litchi*.

Fam. Rhamnaceae.

Zizyphus pistacina Sternb. sp.

Taf. 4, Fig. 30.

Carpolithes pistacinus Sternb.: Vers. I, S. 41, Taf. LIII, Fig. 7.
Zizyphus pistacina Unger: Genera et species plantarum fossilium, p. 463.
» » Unger: Sylloge plantarum fossilium II, p. 16, Taf. III, Fig. 38.
» » Engelhardt: Flora der Braunkohlenformation im Königreich Sachsen, S. 39, Taf. XI, Fig. 4—6.

Putamen osseum, oblongato-ellipticum, apice obtusatum, basi attenuatum, longitudinaliter rugosum, rima profunda hians, incomplete-biloculare.

Der harte Steinkern, in Fig. 30a, b von zwei Seiten dargestellt, mißt 30 mm Länge und 13 mm größte Breite; er ist langelliptisch, am oberen Ende abgerundet, am unteren zugespitzt; die Oberfläche ist von tiefen, runzeligen Längsfurchen durchzogen; an einer Seite klafft ein tiefer Längsspalt.

Dieser Fruchtstein stimmt überein mit den als *Zizyphus pistacina* Sternb. sp. bezeichneten Steinkernen, die Unger aus der Wetterau und von Franzensbrunn bei Eger und Engelhardt aus der sächsischen Braunkohle von Zittau und Mirka beschrieben haben.

Die von Unger und Engelhardt abgebildeten Exemplare sind etwas kleiner als das vorliegende; ich besitze aber solche aus der Braunkohle von Quatitz in der sächsischen Oberlausitz, die zwischen 15 und 38 mm Länge und 8—15 mm Breite schwanken, und die mit dem Herzogenrather Reste vollständig übereinstimmen.

Der Querschnitt eines der Quatitzer Steinkerne ist in Fig. 30c wiedergegeben (das einzige vorhandene Herzogenrather Exemplar konnte ich nicht durchschneiden). Dieser Schnitt zeigt, daß der Fruchtstein eine an der Seite gegenüber dem Längsspalte 3—4 mm dicke Wand besitzt, die sich beiderseits nach dem Spalte zu verjüngt und einen im Querschnitte unregelmäßig-rundlichen Innenraum umschließt, in den sich von dem genannten Längsspalte aus eine unvollkommene Scheidewand einsenkt. Engelhardt gibt bei der Beschreibung seiner Fruchtsteine an: »In der Mitte

zeigte sich eine doppelte Längsscheidewand, die durch Umbiegen der Fruchtschale entstanden ist, so daß die ganze Frucht in zwei Fächer geteilt erschien, deren jedes einsamig war«; die von ENGELHARDT gegebene Abbildung, l. c. Fig. 6, läßt eine Andeutung dieser Scheidewand erkennen.

Es handelt sich aber, wie ich an verschiedenen untersuchten Exemplaren von Quatitz feststellen konnte, nicht um eine vollständige Zweifächerung der Fruchtsteine, sondern die Fächerung ist durchgängig eine unvollkommene.

Steinkerne von übereinstimmendem Bau finden sich bei *Zizyphus* JUSS.; bei dieser Gattung ist der Fruchtknoten meist zweifächrig, und zwar vollständig oder unvollständig zweifächrig, selten 3—4-fächrig und die Frucht ist eine Steinfrucht mit fleischigem Exocarp und 1—4-fächrigem, hartem (selten ledrigem) Endocarp, dessen Äußeres bei verschiedenen Arten die Gestalt und die runzelige Oberfläche der als *Zizyphus pistacina* beschriebenen fossilen Formen besitzt.

In der Tat ist die Zugehörigkeit von *Zizyphus pistacina* zur Gattung *Zizyphus* auch von verschiedenen kritischen Beurteilern, so von SCHENK, Handbuch der Palaeophytologie, S. 585, und von WEBERBAUER (ENGLER und PRANTL, Natürliche Pflanzenfamilien, Bd. III, 5, S. 404) zugegeben worden.

Auch bei anderen Rhamnaceen kommen harte Steinkerne vor, die durch die auswachsenden und verholzenden Placenten mehr oder weniger vollkommen zweifächrig sind, z. B. bei *Condalia* CAV., deren Steinkerne aber in Größe und Form sehr erheblich von unseren fossilen Resten abweichen.

Außer an Rhamnaceen kann man bei dem fossilen Fruchtrest, Fig. 30, an die Cornacee *Mastixia* BL. denken, deren Arten im indisch-malayischen Gebiete zu Hause sind. *Mastixia* besitzt länglich-eiförmige, etwa pflaumengroße Steinfrüchte, deren gefurchte, holzige Steine auf einer Seite eine tiefe Längsrinne tragen, von der aus ein Fortsatz des Endocarpes weit in das Fach hineinragt; in der Größe und im Querschnitt weisen die Steinkerne von *Mastixia* große Ähnlichkeit mit den als *Zizyphus pistacina* bezeichneten fossilen Fruchtsteinen auf.

Von fossilen Fruchtresten kommen zum Vergleiche mit unserem Reste schließlich noch in Betracht die Steinkerne, die Unger (Sylloge plant. foss. III, S. 63, Taf. XIX, Fig. 16—18) als Putamina von *Amygdalus persicoides* beschreibt; diese stammen von demselben Fundorte Franzensbrunn, von dem Unger Exemplare von *Zizyphus pistacina* vorlagen, und sind nach Beschreibung und Abbildung von den letzteren wesentlich nur durch die erheblichere Größe verschieden.

Ähnlich, nur kleiner als unser Rest sind auch die von Hartz (Bidrag til Danmarks tertiäre og diluviale Flora, S. 58, Taf. III, Fig. 14—16) aus der dänischen Braunkohle als *Carpolithes nyssoides* beschriebenen Fruchtreste, anscheinend Steinkerne, die sich aber nach des Autors Angabe in zwei Hälften spalten.

Fam. Elaeocarpaceae.

Elaeocarpus Holzapfeli nov. spec.

Taf. 4, Fig. 31—33.

Putamen osseum, ovale, apice plus minus acuminatum, basi truncatum vel rotundatum, longitudinaliter tuberculato-rimosum, suturis tribus — duobus spuriis, una paulo dehiscente — inscriptum, uniloculare, loculis duobus obsoletis; semen unicum oblongum.

Drei harte Fruchtsteine von 23—26 mm Länge und 15—16 mm Querdurchmesser, von eiförmiger, vorn mehr oder weniger zugespitzter, am Grunde abgestumpfter oder abgerundeter Form besitzen eine dicke Wand, die mit höckerigen Längsleisten bedeckt ist, zwischen denen tiefe Furchen verlaufen; die in der Mitte der Steine stark entwickelten Höcker erfahren nach dem Grunde und der Spitze zu eine Abflachung. An jedem der drei Steine ist ein tiefer, wenig klaffender Spalt (Fig. 32) erkennbar; der Querschnitt eines Steines (Fig. 33 b) zeigt außer diesem ausgesprochenen Spalt noch zwei weitere Spalten in der Steinschale, die auf der Oberfläche nicht hervortreten.

Der Querschnitt zeigt ferner, daß die dicke Steinkernwandung ein Samenfach umschließt, das einen abgestumpft dreieckigen Querschnitt besitzt und ca. 6 mm Durchmesser hat. Seitlich an

der Stelle, an der die tiefe Längsspalte der Kernwand die Innenfläche trifft, ist ein Same von 3 mm Durchmesser angeheftet, dessen zwei Keimblätter sichtbar sind; die Andeutungen zweier verkümmerter Samenfächer sind an den beiden anderen Längsspalten der Steinkernwandung im Querschnitte erkennbar.

Steinfrüchte mit ähnlichen Kernen kommen bei der Borraginaceengattung *Cordia* L. vor, die dicke, oft knochenharte, runzelige, rissige Steinkerne mit vier Fächern besitzt, von denen meist drei abortieren und nur eines einen ausgebildeten Samen enthält.

Unsere Steinkerne mit einem ausgebildeten und zwei verkümmerten Fächern entsprechen aber viel mehr denen der Gattung *Elaeocarpus* L., die Steinfrüchte mit harten, grubigen oder höckerigen, drei- bis fünffächrigen, ein- bis fünfsamigen, zuweilen fachspaltig aufspringenden Steinen hervorbringt.

In Form und Größe des dicken, runzeligen, dreispaltigen Endocarps weisen unsere Reste eine große Übereinstimmung mit den Steinkernen von *Elaeocarpus oblongus* Gaertn. auf (indisch-malayisches Gebiet).

Von *Elaeocarpus Albrechti* Heer aus dem Miocän des Samlandes (Miocäne baltische Flora, S. 42, Taf. X, Fig. 1—4) mit etwas kleineren, ähnlich gestalteten, fünffächrigen Steinen weichen die unserigen durch die Einfächrigkeit ab.

Elaeocarpus globulus Menzel.

Taf. 5, Fig. 1—3.

Menzel: Über die Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen, S. 140, Taf. VII, Fig. 5—12.

Hartz: Bidrag til Danmarks tertiäre og diluviale Flora, S. 124, Taf. V, Fig. 1—5.

Fructus drupacei, globulares vel obovati, calyci quinquesepalo insidentes, apice apiculati; pericarpio coriaceo, ruguloso, punctato; putamina ossea, sphaerica vel obovata, rugulosa, 5—6 sulcata, 5—6 locularia.

Eine Anzahl von Früchten gehört zu kleinen rundlichen bis verkehrt eiförmigen Steinfrüchten von 4—6 mm Länge (Fig. 1, 2), die kurzgestielten, fünfteiligen Kelchen aufsitzen, einen kleinen Griffelrest am Scheitel tragen, eine runzelig punktierte Oberfläche

besitzen und zum Teil, z. B. Fig. 1a natürliche Größe, 1b vergrößert von der Seite, 1c von oben gesehen, vergrößert, eine Andeutung von 5 oder 6 Längsfurchen erkennen lassen.

Nach Entfernung des leicht abbröckelnden Pericarpes kommen 3—5 mm Durchmesser haltende, kugelige oder zum Grunde ein wenig verjüngte Fruchtsteine zum Vorschein, die eine grubig-punktierte oder fein-runzelige Oberfläche und fünf bis sechs deutliche Spaltfurchen besitzen; sie zerfallen leicht in fünf oder sechs Teile, den Furchen entsprechend, und lassen dann die schmalen, halbmondförmigen Samenfächer erkennen (Fig. 3a, vergrößert 3b), die eine fein-runzelige Innenauskleidung aufweisen.

Diese Steinfrüchte entsprechen ganz denen, die ich l. c. als *Elaeocarpus globulus* aus dem Senftenberger Reviere beschrieben habe; dort kamen allerdings nur fünffächrige Früchte zur Beobachtung, dagegen teilt Hartz aus der dänischen Braunkohle auch sechsfächrige Steine derselben Art mit.

Dieses Verhalten stimmt nicht ganz zu der Zuweisung dieser Reste zur Gattung *Elaeocarpus*, deren lebende Arten nicht mehr als fünf Steinfächer aufweisen; es könnte eventuell an die Steinfrüchte mancher Meliaceen mit hartem, fünf- bis achtfächrigem Endocarp gedacht werden.

Fam. Theaceae.

Visnea germanica nov. spec.

Taf. 5, Fig. 4.

Fructus piriformis, calyce carnoso admodum drupae inclusus, infra tubo calycino cinctus, supra irregulariter rugosus, apice productus.

Fig. 4a stellt eine ovale, runzelige, am zugespitzten vorderen Ende längsfurchige, steinfruchtartige Frucht von 11 mm Länge und 7 mm Breite dar, deren ursprünglich wohl fleischig gewesene Umhüllung leicht abbröckelte und den in Fig. 4b (vergrößert in 4c) dargestellten steinkernartigen Fruchtrest zum Vorschein kommen ließ, der mit einem zweiten, isoliert aufgefundenen (Fig. 4d) übereinstimmt.

Diese Fruchtreste sind von birnförmiger Gestalt, nach dem Grunde zu allmählich verschmälert, oberhalb der Mitte am breitesten und dann rasch verjüngt und in eine lange Spitze ausgezogen; bei Fig. 4 d ist diese Endspitze abgebrochen.

Die Maße sind 8 mm Länge, 4—5 mm Breite. Bis etwa zur Mitte sind beide Fruchtreste von einem dicht anliegenden, längsstreifigen, oben unregelmäßig begrenzten, becherförmigen Gebilde umhüllt, oberhalb des Randes dieses Bechers sind die Reste unregelmäßig höckerig.

Diese Fruchtreste erinnern in auffälliger Weise an die Früchte von *Visnea Mocanera* L. von den Kanarischen Inseln; diese besitzt halbunterständige, bis zur Mitte mit dem Kelchtubus zusammengewachsene, harte, trockene, nicht aufspringende Früchte, die im Reifezustande von dem fleischig gewordenen Kelche eingeschlossen sind.

Die Abbildungen und Beschreibungen von *Visnea mocanera* bei Webb et Berthellot (Histoire naturelle des Isles Canaries) und bei Schacht (Zur Kenntnis der *Visnea mocanera* L. f.), sowie reife Früchte dieser Art aus der Sammlung des Königlichen Botanischen Gartens in Dresden lassen mich an der Übereinstimmung unserer Reste mit den Früchten der rezenten kanarischen Art nicht zweifeln, wenn es mir auch, da nur zwei Exemplare vorlagen, nicht möglich war, deren Inneres zu untersuchen; die von dem anschließenden fleischigen Kelche befreiten rezenten Früchte zeigen dieselbe Form und Größe, dieselbe basale Umhüllung wie die fossilen; letztere weichen nur ab durch die unebene Beschaffenheit der Oberfläche oberhalb des Kelchtubusrandes.

Fam. Cistaceae.

Cistocarpum decemvalvulatum nov. spec.

Taf. 5, Fig. 5.

Capsula lignosa, ovata, striata, decemvalvulata, inter valvarum suturas longitudinaliter sulcata, loculicide dehiscens.

Eine holzige Kapsel, 11 mm lang, 9 mm breit, von breitovaler, zum Grunde verjüngter, durch Druck etwas deformierter

Gestalt, mit zehn scharf ausgeprägten Klappenspalten, weist eine fein längsstreifige Oberfläche auf und besitzt zwischen je zwei Klappenspalten an der Rückenfläche der Klappen eine schwache Längsfurche (Fig. 5a). Die zehn Kapselklappen finden sich nur zum Teil noch in ihrem ursprünglichen Zusammenhange, zum Teil sind sie auseinander gefallen (Fig. 5a zwei Klappen vom Rücken). Sie zeigen an der Innenseite in der Mitte erhöhte, längslaufende Samenleisten, die ins Innere der Kapsel hineinragen (Fig. 5c eine Klappe von der Seite in natürlicher Größe).

Dieser Fruchtrest repräsentiert den Fruchtbau des Cistaceen, deren aus 3—5—10 Fruchtblättern entstandene Fruchtknoten einfächrig mit wandständigen Placenten oder mehr oder weniger vollkommen fünf- bis zehnfächrig sind durch an den Verwachsungsstellen nach innen vorspringende Scheidewände, die an ihren freien Vorderrändern die Samenanlagen tragen. Die zwischen den Placenten aufspringenden ledrigen oder holzigen Kapseln sind bei *Helianthemum* Tourn. dreiklappig, bei *Cistus* Tourn. fünf- bis zehnklappig.

Unsere fossile Frucht erinnert an die zehnklappigen Kapseln von *Cistus ladaniferus* L. aus dem westlichen Mittelmeergebiete.

Die von Ludwig aus der Wetterau beschriebenen — zweifelhaften — fossilen *Cistus*-Arten:

C. Beckeranus (Palaeontogr. V, S. 147, Taf. XXIX, Fig. 14) und *C. rostratus* (Palaeontogr. VIII, S. 176, Taf. LXVI, Fig. 7—21) haben mit unserem Fossil nichts gemein, ebensowenig:

Cistinocarpum Roemeri Conwentz aus dem Samländischen Bernstein (Goeppert, Menge und Conwentz: Die Flora des Bernsteins, Bd. II, S. 59, Taf. VI, Fig. 10—15); letzterer Rest kann nach Schenk (Handbuch der Palaeophytologie, S. 515), wenn auch nicht zu den Cistaceen, so doch zu den Cistifloreen, vermutlich zu einer Violacee, gehören.

Fam. Thymelaeaceae.

Aquilaria germanica nov. spec.

Taf. 5, Fig. 6—8.

Capsula lignosa, piriformis, apiculata, tenuistriata, bilocularis, bivalvata, loculicide dehiscens, calyci quinquesepalo insistens.

Mehrere zusammengehörige Früchte sind in den Fig. 6—8 in natürlicher Größe abgebildet; es sind holzige Kapseln, birnförmig mit der größten Breite oberhalb der Mitte, seitlich zusammengedrückt, am Gipfel kurz zugespitzt, mit fein längsstreifiger Oberfläche. Die Größenmaße schwanken zwischen 7 und 12 mm Länge und 4 bis 6 mm größter Breite; sie sind oberständig, einem fünfspaltigen, trichterförmigen Kelche eingefügt.

Die Kapseln sind zweifächrig und springen loculicid mit zwei Klappen auf; Fig. 8b zeigt auf der Innenansicht einer geöffneten Kapsel die beiden Kapselfächer, deren eines den Rest eines länglichen, flachen Samens enthält.

Äußerlich den unseren ähnliche Früchte sind wiederholt von den Autoren als Lauraceenfrüchte beschrieben worden; zu diesen aber können unsere zweifächrigen Früchte nicht gehören. Sie stimmen aber sehr wohl mit den Früchten von *Aquilaria* Lam. (Indisch-malayisches Gebiet bis China) überein, deren zusammengedrückte, fachspaltige, zweifächrige, zweisamige, harte Kapseln die gleiche Form besitzen.

Unsere fossilen Früchte haben etwa die Größe von *Aq. Agallocha* Roxb. (Osthimalaja), sie sind kleiner als die von *Aq. malaccensis* Lam. (Hinterindien — Malayisches Gebiet) und von *Aq. sinensis* Lour. (China).

Fam. Myrtaceae.

Leptospermocarpum herzogenrathense nov. spec.

Taf. 5. Fig. 9—16.

Capsula dura, elliptica, semisupera, axi cincta, residuis calycis orbiculatim circumdata, quadrilocularis, supra loculicide dehiscens.

Ich vereinige etliche, in größerer Anzahl gefundene Früchte, die im einzelnen geringe Abweichungen voneinander bieten, aber im wesentlichen übereinstimmen. Es sind elliptische, 5—9 mm lange, 4—6 mm breite, holzige, an der Oberfläche feinrunzelige, am Grunde abgerundete, nach vorn mehr oder weniger verjüngte Früchte, die etwa $^1/_3$—$^1/_4$ ihrer Länge von der Spitze entfernt eine mehr oder weniger deutliche, ringförmige Einfurchung be-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

sitzen und oberhalb dieser mit vier (bei einem Exemplar, Fig. 16, mit drei) dreieckigen Klappen aufspringen.

Diese klaffenden Klappenzipfel sind zum Teil abgebrochen und geben dann den Einblick in das Innere der Früchte frei (Fig. 12), der andererseits auch durch Querschnitte (Fig. 13b vergrößert) gewonnen wird. Es zeigt sich, daß die Kapseln vierfächrig sind mit langgestreckten (Fig. 11), im Querschnitte dreikantigen Fächern. Zuweilen weisen die Scheidewände der Fächer noch schmale, fachartige Spalten auf (Fig. 13b), die enger als die Kapselfächer und etwas mehr peripherwärts gelegen sind; der Querschnitt, Fig. 13b, zeigt diese verschiedenartige Ausbildung der Fächer deutlich; bei dem Exemplare Fig. 12 erscheinen beim Aufblicke von oben acht fast gleiche Fächer.

Ich sehe in diesen Früchten vier- bis achtfächrige Kapseln, die am Grunde bis über die Mitte hinaus von der Blütenachse umschlossen sind, von der der obere Teil bezw. deren Kelch längs einer Ringfurche abgefallen ist, und die oberhalb der Achsenumhüllung mit (3 bis) 4 Klappen loculicid aufspringen.

Übereinstimmenden Fruchtbau weisen verschiedene Myrtaceen auf, unter denen die *Leptospermoideae* 2—8-fächrige, fachspaltige Kapseln besitzen, die mehr oder weniger mit der vertrocknenden Blütenachse verwachsen sind.

Von fossilen Früchten erinnert an die vorliegenden:

Tristanites cloeziaeformis Saporta (Études sur la végétation du sud-est de la France à l'époque tertiaire II, 2, p. 361, pl. XIII, fig. 3) mit 3—4-klappigen Kapseln; diese sind von unseren verschieden durch die zum Stielansatze mehr verjüngte Form, die größeren Klappen am Scheitel und den mehr in der Mitte der Frucht erhaltenen Kelchsaum.

Leptospermites spicatus Schmalhausen (Beiträge zur Tertiärflora Südwest-Rußlands, Palaeontolog. Abhandl. Bd. I, 4, S. 337, Taf. IX, Fig. 29b, Taf. X, Fig. 7b, c, Taf. XI, Fig. 8—15) und

Leptospermites crassifragmus Schmalhausen (ibid. S. 38, Taf. IX, Fig. 29—31) mit (3—) 5-fächrigen, loculiciden Kapseln mit halb angewachsenem, fünflappigem Kelche. Diese weichen durch ihre Gestaltung erheblich ab.

Fam. Combretaceae.

Conocarpus tertiaria nov. spec.

Taf. 5, Fig. 17—21.

Fructus complures ad modum strobili dense conferti, quadrangulares, cochleariforme-recurvi, dorso convexo carinati, marginibus lateralibus acuti, uniloculares.

Fig. 17 gibt den Rest eines zapfenähnlichen Fruchtstandes wieder, dessen dicke Spindel spiralig angeordnete Narben trägt und unterhalb noch von einem Kranze schuppenartiger Früchte umgeben ist.

Ferner liegen 18 derartige isolierte Früchte vor, die 4—5 mm lang, 3—5 mm breit sind und einen Dickendurchmesser bis $1^1/_2$ mm besitzen.

Diese Früchte mit mattglänzender Oberfläche sind flach zusammengedrückt, eiförmig, stumpf zugespitzt, löffelartig gekrümmt mit scharfen Seitenkanten, mit einer deutlichen Längskante in der Mitte der konvexen Oberseite und einer undeutlichen, flachen Kante an der konkaven Fläche. Die Fig. 18—20 geben drei der Früchte ein wenig vergrößert in a von der Oberseite, in b von der Kante, in c von der Unterseite wieder.

Ein Durchschnitt (Fig. 21) zeigt den breit rhombischen Querschnitt; eine dünne Fruchtwand umgibt ein quergestelltes Fruchtfach, dessen Inneres mit lockerer, kohliger Masse erfüllt ist.

Diese Fruchtreste entsprechen im wesentlichen den Früchten von *Conocarpus erecta* Jacq. (Trop. Amerika bis 28° n. Br. und Westafrika, Guinea und Senegambien). Diese Combretacee besitzt eiförmige, zapfenähnliche Fruchtstände, die aus zahlreichen, dicht gedrängten, zurückgebogenen, zusammengedrückten, meist tauben Früchten zusammengesetzt sind. Die einzelnen flachen Früchte weisen zwei scharfe, flügelartige Seitenkanten, eine deutliche Kante an der konkaven Fläche und einen rundlichen, von zwei Furchen begrenzten Wulst an der konvexen Fläche auf.

Verschiedenheiten bestehen darin, daß unsere Früchte an einer dickeren Spindel stehen und größer, flacher gewölbt und schlanker sind als die der lebenden Art; im übrigen stimmen sie überein.

Fam. Cornaceae.

Nyssa ornithobroma Unger.

Taf. 5, Fig. 22.

Nyssa ornithobroma Unger: Sylloge plantarum fossilium I, S. 16, Taf. VIII, Fig. 15—18, III, S. 73, Taf. XXIII, Fig. 12.
» » Heer: Fossil flora of North Greenland, p. 478, pl. L, fig. 8—11.
» » Beck: Oligocän von Mittweida, Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellschaft 1882, S. 768, Taf. XXX, Fig. 26.
Nyssites ornithobromus Engelhardt und Kinkelin: Oberpliocäne Flora und Fauna des Untermaintales, S. 253, Taf. XXXII, Fig. 20.
Nyssa Vertumni Unger: Sylloge plantarum Fossilium I, S. 16, Taf. VIII, Fig. 19—20.
» » Velenovsky: Die Flora aus dem ausgebrannten tertiären Letten von Vršovic bei Laun, S. 37, Taf. VI, Fig. 20—24.

Fructus drupaceus; putamen osseum, subcompressum, obovatum, apiculatum, longitudinaliter sulcatum.

Ein Steinkern, Fig. 22 in a von der breiten, in b von der schmalen Seite, in c (schwach vergrößert) von oben gesehen, 13 mm lang mit 7 mm größter Breite, verkehrt eiförmig, am Grunde zugespitzt, vorn breiter und mit kurzem Spitzchen gekrönt, auf der Oberfläche mit etwa zehn deutlichen Längsfurchen versehen (NB. die Rückenfläche ist zum Teil zerstört, die Furchenzahl daher nicht genau festzustellen), im Inneren hohl, ohne Andeutung von Fächerung, stimmt sehr gut zu den Steinkernen, die von verschiedenen Autoren als *Nyssa ornithobroma* Ung. beschrieben worden sind, und von denen die als *Nyssa Vertumni* bezeichneten kaum verschieden sind. Insbesondere besteht eine vollständige Übereinstimmung mit den Fruchtsteinen, die Unger (l. c.) aus der Wetterau und Heer (l. c.) aus der schlesischen Braunkohle abbilden.

Nyssa rugosa Weber.

Taf. 5, Fig. 23.

Weber: Tertiärflora der niederrheinischen Braunkohlenformation, Palaeontogr. Bd. II, S. 71, Taf. III, Fig. 10.

Fructus drupaceus; putamen osseum, ovatum, compressum, basi truncatum, longitudinaliter sulcatum.

Fig. 23 gibt die Hälfte eines Fruchtsteines wieder von 10 mm Länge und 7 mm Breite, von eiförmiger Gestalt, am Grunde abgestumpft, vorn rundlich zugespitzt, dessen Oberfläche von tiefen, längslaufenden Furchen überzogen und fein-runzelig punktiert ist.

Weber beschrieb l. c. von mehreren niederrheinischen Fundorten Steinkerne als *Nyssa rugosa*, von denen besonders seine Fig. 10c ganz mit unserem Exemplare übereinstimmt.

Von *Nyssa ornithobroma* unterscheidet sich *N. rugosa* durch die abgestumpfte Basis der Steinkerne.

Von Steinen rezenter *Nyssa*-Arten weisen die von *N. multiflora* Wangh. aus den südatlantischen Staaten Nordamerikas gleiche Form auf.

Nyssa sp.

Taf. 5, Fig. 24.

Putamen osseum ovatum, apice acuminatum, basi obtusatum, compressum, longitudinaliter sulcatum.

Ein eiförmiger, zusammengedrückter, am Grunde stumpfer, vorn zugespitzter, längsfurchiger Steinkern von 10 mm Länge und 7 mm Breite erinnert ebenfalls an Steinkerne von *Nyssa*, insbesondere an die der lebenden *Nyssa uniflora* Wangh. (Atlantisches Nordamerika); unter fossilen an manche als *Nyssa ornithobroma* beschriebene (z. B. bei Beck: Oligocän von Mittweida, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, Taf. XXXII, Fig. 26).

Er hält ungefähr die Mitte zwischen *Nyssa ornithobroma* und *N. rugosa*; ich lasse es dahingestellt, ob er einer dieser Formen zuzurechnen ist.

Fam. Clethraceae.

Clethraecarpum asepalum nov. spec.

Taf. 5, Fig. 27—28.

Capsula elliptica, rugulosa, trigona, trivalvularis, stylo longo coronata.

Zwei kleine, langgestielte, geschlossene Kapseln von elliptischer Form, 3 mm lang, 2 mm breit, mit feinrunzeliger Oberfläche werden in den Abbildungen Fig. 27a wenig vergrößert, 27b und c

stärker vergrößert von verschiedenen Seiten, Fig. 28a in natürlicher Größe, 28b vergrößert wiedergegeben. Sie sind schwach dreikantig und dreifurchig, zeigen drei noch geschlossene Klappen, zwischen deren zugespitzten vorderen Enden ein langer, dünner Griffel hervorragt; bei dem Exemplare Fig. 27 ist der Griffel in 3 mm Länge erhalten, das Narbenende ist abgebrochen, bei Fig. 28 ist er nahe am Grunde abgebrochen.

Kelchreste sind an den Früchten nicht nachweisbar.

Diese Früchte stimmen in der Gestalt und Furchung mit jungen Früchten von *Clethra alnifolia* L. (Nord-Amerika) überein; nur fehlen ihnen Reste des Kelches; ich will deshalb unsere Fossilien nicht unbedingt zur Gattung *Clethra* L. stellen.

Die Früchte von *Clethra Berendtii* Casp. emend. (Göppert, Menge und Conwentz: Flora des Bernsteins II, S. 115, Taf. XI, Fig. 14—20) sind aufgesprungene, dreiklappige Kapseln von gedrungenerer Gestalt, bei denen der Kelch erhalten ist, bezw. nach dem Abfallen eine ringförmige Narbe am Stiele hinterlassen hat.

Fam. Ericaceae.

Andromeda protogaea Unger.

Taf. 5, Fig. 29—30.

Unger: Fossile Flora von Sotzka, S. 43, Taf. XXIII, Fig. 1—9.

Fructus pedunculatus, pedunculo arcuato, calyci quinquesepalo insidens, sepalis capsula dimidia brevioribus; capsula pentagonalis, subglobosa, quinquelocularis, quinquevalvata, loculicide dehiscens; valvulae oblongae, ante sepala dispositae, dorso leviter sulcatae, apice emarginatae, medio septiferae; septis ab axi centrali placentifera solutis.

Fig. 29 stellt bei a in natürlicher Größe, bei b in doppelter Vergrößerung ein vollständiges, Fig. 30 in fünffacher Vergrößerung ein teilweise zerstörtes Exemplar einer Frucht dar, die in mehreren Stücken aufgefunden worden ist.

Es sind kleine, rundliche Kapselfrüchte von etwa 3 mm Durchmesser mit auf gebogenem, dünnem Stiele stehendem, unterständigem, fünfzähligem Kelche; die kleinen, eiförmigen Kelchblätter

erreichen die Mitte der Kapsel nicht und liegen der reifen Kapsel lose an; bei Fig. 30 sind keine Kelchreste mehr erhalten.

Die Kapsel ist kugelig, fünfkantig, am Gipfel etwas eingesenkt; sie springt fachspaltig in fünf Klappen auf, die vor den Kelchblättern stehen; die länglichen Klappen tragen an der Außenwand eine seichte Längsfurche und sind an der Spitze schwach ausgerandet; in der Mitte der Klappeninnenseiten stehen die Scheidewände, die von einer zentralen, fünf Samenleisten tragenden Mittelsäule losgelöst sind. Die vergrößerte Fig. 30 zeigt deutlich den Innenbau einer Frucht, an der die drei vorderen Klappen abgebrochen sind; die beiden rückwärtigen, von der Innenseite vorliegenden Klappen lassen die zum Griffel eingezogenen Spitzen der Klappen und in deren Mitte die Scheidewände, sowie das Mittelsäulchen mit drei (von fünf) sichtbaren Placenten erkennen

Diese Früchte geben unverkennbar den Fruchtbau der *Andromedeae* wieder.

Von lebenden *Andromeda*-Arten besitzen besonders *A. Grayana* Max. (Japan), *A. paniculata* Ait. (Nord-Amerika) und *A. recurva* Buckl. (Nord-Amerika) sehr ähnliche, nur etwas größere Kapselfrüchte, deren Klappen bei *A. paniculata* allerdings der Rückenfurche entbehren.

Von fossilen zu *Andromeda* gestellten Früchten sind heranzuziehen:

A. narbonnensis Saporta (Études sur la végétation du sud-est de la France à l'époque tertiaire II, 2, p. 286, pl. VIII, fig. 1). Saporta's Früchte unterscheiden sich von den unsrigen durch die Querrunzeln am Grunde, die freilich vielleicht nur eine Zufallserscheinung durch Schrumpfung sind, und durch die sehr kleinen oder ganz fehlenden Kelchblätter.

A. Goepperti Conwentz (Goeppert, Menge und Conwentz: Die Flora des Bernsteins II, S. 113, Taf. XI, Fig. 8—10) hat etwa doppelt so große Früchte mit längeren, spitzeren und abstehenden Kelchblättern, stimmt aber sonst mit unseren Resten überein.

A. protogaea Unger (Heer, Miocäne baltische Flora, S. 80, Taf. VIII, Fig. 4). Aus der Braunkohle von Rixhöft beschreibt

Heer Kapselfrüchte, die er mit *A. narbonnensis* Sap. vergleicht und mit ebendort gefundenen Blättern von *A. protogaea* Unger — einer Art, die auf Blattreste begründet wurde — vereinigt. Heer gibt von diesen Früchten an, daß sie drei Klappen besitzen, und daß vom Kelch nur Reste erhalten sind oder solche ganz fehlen. Doch können mich die Abbildungen in der Baltischen Flora nicht davon überzeugen, daß es sich wirklich um Kapseln mit drei Klappen handle; diese nach Heer's Angabe dreiklappigen Kapselfrüchte bieten in der Seitenansicht dasselbe Bild wie unsere fünfklappigen. Das vorwiegende Fehlen des Kelches bei den Rixhöfter Resten, das ich auch bei einem unserer Exemplare (Fig. 30) beobachtete, kann damit erklärt werden, daß auch bei manchen lebenden *Andromeda*-Arten der Kelch zur Reifezeit abfällt, ein Verhalten, auf das schon Saporta aufmerksam gemacht hat.

Unsere Fruchtreste stimmen mit den Samländer Früchten Heer's nicht völlig überein; wenn ich sie trotzdem wie diese als *Andromeda protogaea* Ung. aufführe, so veranlaßt mich dazu der Umstand, daß sie — wie in Rixhöft — zugleich mit Blattresten aufgefunden wurden, die von den Blättern der *A. protogaea*, die Heer auf Taf. XXV der Baltischen Flora wiedergibt, nicht zu unterscheiden sind.

Es sind dies zahlreiche Bruchstücke derblederiger, ganzrandiger Blätter von lanzettlicher Form, welche durchaus die Nervatur besitzen, die für die Blätter von *A. protogaea* angegeben wird, und die mit rezenten *Andromeda*-Blättern übereinstimmen.

Da nur Fragmente verschiedener Blätter vorliegen, verzichte ich auf eine Wiedergabe derselben.

Ich verkenne bei dieser Kombination durchaus nicht, daß es mißlich ist, Früchte und Blattreste nur auf Grund gleichzeitigen Vorkommens zusammenzubringen.

Fam. Ebenaceae.

Diospyros vetusta Heer.

Taf. 5, Fig. 32—33.

Heer: Beiträge zur näheren Kenntnis der Sächsisch-Thüringischen Braunkohlenflora, S. 10, Taf. VII, Fig. 3a, 5, 6.

Engelhardt: Über Braunkohlenpflanzen von Meuselwitz, Mitteilungen aus dem Osterlande, N. F., Bd. II, S. 25, Taf. I, Fig. 34.

Fructus globosus, quinquangulatus; calyx fructifer patens quinquefidus, lobis rotundatis.

Mehrere verkohlte Früchte erinnern an die fleischigen, beerenartigen, kugeligen, öfters zusammengedrückten, von 4—5-spaltigen Kelchen getragenen Früchte von *Diospyros* Dalech.

Fig. 32 (a von der Seite, b von unten) stellt wahrscheinlich ein jugendliches Exemplar dar; es ist eine rundliche, geschrumpfte, unregelmäßig kantige Frucht von 11 mm Durchmesser, die auf einem flach ausgebreiteten, fünfzipfligen Kelche aufsitzt; der derbledrige Kelch ist nicht vollständig erhalten, läßt aber die Reste von fünf rundlichen, breiten Lappen erkennen und besitzt einen kurzen nach oben verdickten Stiel.

Fig. 33a, b ist eine größere, etwa 13 mm Durchmesser haltende, von oben nach unten zusammengedrückte Frucht, die infolge von Schrumpfung eine grobe Runzelung der Oberfläche aufweist und einen ziemlich gut erhaltenen, derben, flachen, fünfteiligen Kelch mit breiten, stumpfen Lappen besitzt.

Vom Innern dieser Früchte ist nichts zu erkennen.

Von fossilen *Diospyros*-Fruchtresten bieten die von *Diospyros vetusta*, die Heer aus dem Oligocän von Skopau beschrieben hat, die größte Übereinstimmung.

Carpolithes diospyroides nov. spec.

Taf. 5, Fig. 34.

Semen irregulariter ellipticum, compressum, sectione transversa trigonum, rugulosum.

Ein verkohlter Same von 17 mm Länge, 12 mm Breite und 5 mm größter Dicke besitzt eine unregelmäßige, elliptische Form,

indem die eine Langseite stärker gekrümmt ist als die andere; an beiden Enden ist er stumpf zugerundet, an dem einen Ende etwas dicker als am anderen; das dünnere Ende trägt eine schwach vertiefte Ansatzstelle; seitlich flach zusammengedrückt, besitzt er einen fast dreieckigen Querschnitt mit stumpf gerundeten Ecken (Fig. 34b); die Oberfläche ist feinrunzelig, stellenweise mit unregelmäßigen, flachen Eindrücken versehen.

Es ist ein holziger Same, dessen Zugehörigkeit ohne nähere Kenntnis des anatomischen Baues kaum mit Sicherheit zu bestimmen ist.

Ähnliche, ungleichseitig elliptische Samen mit Spuren gegenseitigen Druckes kommen bei Angehörigen verschiedener Pflanzenfamilien vor; z. B. bei Hippocrateaceen (*Salacia* L.), Meliaceen u. a., die äußerlich oft ähnlichen Samen verschiedener Sapotaceen sind durch die bei diesen ausgeprägte Ansatzfläche unterschieden.

Sehr große Übereinstimmung weisen die Samen verschiedener *Diospyros*-Arten auf; die Samen von *D. Kaki* L. fil. sind von den fossilen nach der äußeren Beschaffenheit kaum zu trennen.

Fam. Oleaceae.

Oleaecarpum germanicum nov. spec.

Taf. 5, Fig. 25—26.

Putamen osseum crassum, rugosum, oviforme, apice apiculatum, basi truncatum, uniloculare.

Die beiden Steinkerne, Fig. 25 und 26, 9—10 mm lang, mit 6 mm größtem Breitendurchmesser, sind von eiförmiger Gestalt, vorn mehr oder weniger kurz zugespitzt, am Grunde breit abgestumpft und zur Ansatzstelle etwas eingezogen; die Oberfläche ist von groben Längsrunzeln bedeckt; der Längsschnitt (Fig. 25b) zeigt eine dicke, ca. 2 mm starke Wand, die am Stielansatze schwächer entwickelt ist und eine Öffnung besitzt; die Wand umschließt einen länglichen Hohlraum.

Diese Steinkerne erinnern an solche von Oleaceen. Die Gattung *Olea* L. hat Steinfrüchte, deren dickwandige runzelige Steine an der Stielansatzstelle geringere Wandstärke besitzen; bei den in der Form ähnlichen Steinkernen von *Notelaea excelsa* Webb et Berth. (Canaren und Madera) ist das Endocarp dünner.

Nathusia rugosa nov. spec.

Taf. 5, Fig. 31.

Capsula lignosa, compressa, obovata, basi magis quam apice acuminata, irregulariter sulcata, bilocularis, loculicide dehiscens; semina plana dependentia.

Eine flachzusammengedrückte, verkehrteiförmige, holzige Kapsel von 13 mm Länge und 7 mm oberhalb der Mitte gelegener größter Breite, 4 mm dick, ist beiderseits, zum Grunde mehr als vorn, zugespitzt. Die Oberfläche (Fig. 31a) ist von unregelmäßigen, tiefen Längsfurchen bedeckt.

Die an einer Schmalseite klaffende Kapsel teilte sich leicht in zwei Klappen. Fig. 31b zeigt auf der Innenfläche in der Mitte der Klappe die Scheidewand, die zwei etwas ungleiche Fächer trennt; in einem der Fächer ist ein dünner, länglicher, von der Spitze herabhängender Same erhalten, während das andere, das dem geöffneten Spalte entspricht, leer ist.

Es handelt sich also um eine holzige, zweifächrige, loculicid aufspringende Kapsel mit hängenden Samen.

Diese Kapsel stimmt ganz und gar zu den Kapseln der Oleaceengattung *Nathusia* HOCHST. (Ostindien und Afrika); diese besitzt harte, holzige, zum Teil zusammengedrückte, runzelige Kapseln mit zwei Fächern, die fachspaltig mit zwei konkaven, die Scheidewand in der Mitte tragenden Klappen aufspringen und geflügelte, hängende Samen einschließen.

Der dünne, flache Same, den das eine Fach der vorliegenden fossilen Frucht enthält, läßt zwar nicht mit Sicherheit eine Unterscheidung von Samen und Samenflügeln zu, kann aber nach seiner Beschaffenheit wohl als ein Flügelsame angesprochen werden.

Fam. Borraginaceae.

Ehretiaecarpum parvulum nov. spec.

Taf. 5, Fig. 35.

Fructus drupaceus, ovatus, calyci quinquepartito insidens; exocarpium tenue; putamina quattuor trigona.

Eine 4 mm lange, 2 mm breite, eiförmige Steinfrucht, auf

gestieltem, trichterförmigen Kelche mit fünf dreieckigen Zipfeln aufsitzend, ist Fig. 35a in natürlicher Größe, in b und c vergrößert von verschiedenen Seiten dargestellt. Sie besitzt ein dünnes Exocarp, durch das hindurch die Abgrenzungen von vier Steinkernen erkennbar sind; am Gipfel ist das Exocarp zerstört, so daß hier die Steinkerne unmittelbar sichtbar sind; diese Steinkerne sind länglich, dreikantig und stoßen in der Mitte mit rechtwinkligen Kanten zusammen (Fig. 35d).

Entsprechender Fruchtbildung begegnen wir bei Verbenaceen und Borraginaceen; insbesondere treffen wir in der letzteren Familie bei der *Ehretioideae* und *Heliotropioideae* kleine Steinfrüchte mit fünfteiligen Kelchen und zwei zweisamigen oder vier einsamigen Steinen bezw. vier deutlich getrennte Klausen.

Sehr ähnliche Früchte bieten mehrere altweltliche Arten der Gattung *Ehretia* L.

Fam. Verbenaceae.

Viticocarpum pusillum nov. spec.

Taf. 5, Fig. 36.

Fructus drupaceus, globosus; exocarpium tenue, rugosum; endocarpium durum, quadriloculare, loculicide dehiscens.

In größerer Anzahl sind kleine, kugelige Früchte von 4—5 mm Durchmesser gefunden worden, die schwach von oben nach unten zusammengedrückt und am Scheitel ein wenig eingesenkt sind. Zum Teil sind sie noch mit kurzen Stielchen versehen; von Kelchen sind deutliche Spuren nicht erhalten. Verschiedene Exemplare sind längs aufgebrochen. Fig. 36a stellt eine Frucht in natürlicher Größe, b und c vergrößert von der Seite und von oben dar.

Unter einem dünnen runzeligen Exocarp befindet sich ein harter, vierfächriger, fachspaltiger Stein.

Das aufgesprungene Exemplar Fig. 36d (vergrößert) läßt zwei der elliptischen Steinfächer sehen.

Diese leicht in vier Teile spaltbaren Früchte erinnern auf den ersten Anblick an die vierkernigen, steinfruchtartigen Früchte von

Rhamnus L. oder an die Früchte mancher Verbenaceen, deren hartes Endocarp in vier Steine zerfällt, wie z. B. bei *Callicarpa* L. u. a., auch an die mehrsamigen Steinfrüchte der Oleacee *Phillyrea* L.

Die Teilstücke, in welche die fossilen Früchte zerfallen, sind aber nicht getrennte Steine, wie sie diesen zukommen, sondern es handelt sich um fachspaltig aufgesprungene Steine, bei denen durch die Spalten das Innere der Fächer eröffnet ist.

Solche fachspaltig aufspringende, vierfächrige, harte Steine von gleicher Gestalt und Größe besitzen unter den Verbenaceen Gattungen der *Tectoneae* und *Viticeae*, mit denen ich unsere fossilen Früchte vergleiche, ohne eine bestimmte Gattung als vorzugsweise übereinstimmend bezeichnen zu können, da diese Gattungen nicht charakteristische Formenverschiedenheiten der Früchte aufweisen.

Plantae incertae sedis.

Neben den im Vorstehenden beschriebenen Fossilien von Herzogenrath, die eine Feststellung ihrer Zugehörigkeit — wenigstens quoad familiam — mit Wahrscheinlichkeit zulassen, liegt mir von demselben Fundorte noch eine größere Anzahl von Fruchtresten vor, deren systematische Stellung ich nicht zu deuten vermochte, bezw. solche, die überhaupt keine charakteristischen Merkmale darbieten, die eine Bestimmung ermöglichen.

Sie sollen im Folgenden beschrieben werden unter Angabe der Vergleichsobjekte, mit denen sie vielleicht in Beziehung gebracht werden können.

Carpolithes quinquangularis nov. spec.

Taf. 5, Fig. 37—39.

Capsula supera, piriformis, apiculata, quinquangularis, sulcata, quinquevalvata, calyci quinquepartito insidens, loculicide dehiscens.

Die Abbildungen Fig. 37—39 der Taf. 5 geben in natürlicher Größe drei Exemplare einer holzigen Kapselfrucht wieder.

Diese oberständigen Kapseln besitzen einen fünfzähligen Kelch mit kurzen, dreieckigen Zähnen; sie messen 6—8 mm Länge bei 5—8 mm größter Breite, sind birnförmig, oben stumpf

abgerundet mit einem kurz abgesetzten zentralen Spitzchen; sie sind stumpf fünfkantig, zwischen den Kanten flach gefurcht und fein längsstreifig und springen fachspaltig mit fünf etwas ungleich großen Klappen auf. Fig. 37a und b zeigen das größte Exemplar von verschiedenen Seiten, bei Fig. 39 ist eine Klappe abgelöst, Fig. 38 zeigt die Innenfläche einer Klappe.

Ähnliche Kapseln treten bei Angehörigen verschiedener Familien auf:

Pittosporum Banks besitzt 2—3—5-fächrige, loculicide, ledrige bis fast holzige Kapseln von ähnlicher Form, aber ohne erhaltenen Kelch an der reifen Frucht.

Bei manchen Zygophyllaceen finden sich 4—5-kantige, fach- oder scheidewandspaltige Kapseln mit abfallenden Kelchen.

Unter den Celastraceen bieten *Evonymus* L. und *Lophopetalum* Wight ähnlich gestaltete, 4—5-fächrige, fachspaltige Kapseln mit erhalten bleibenden Kelchen.

Die Theacee *Stewartia* L. hat ebenfalls gefurchte, holzige, fachspaltige Kapseln mit 3—5—10 Fächern.

Die Zahl der Analoga ließe sich noch weiter vermehren; es ist mir vorläufig unmöglich, eine bestimmte Zuweisung auszusprechen.

Carpolithes quadrangularis nov. spec.

Taf. 5, Fig. 40.

Capsula oblongo-obovata, quadrilobata, quadrilocularis, loculicida.

Fig. 40a gibt die Außenansicht einer länglich-verkehrt-eiförmigen Frucht von 9 mm Länge und 5 mm Breite mit 4 stark vortretenden, stumpfen Kanten wieder, die an dem breiteren, abgestumpften, vorderen Ende eine schwache Einsenkung trägt.

Die Frucht ist längsgespalten; Fig. 40b gibt das Bild der Innenfläche, in deren Mitte eine Scheidewand hervortritt, zu deren Seiten zwei längliche, schmale Fächer — entsprechend den beiden seitlichen Kanten der Frucht — sichtbar sind.

Es handelt sich um eine vierfächrige, loculicide Kapsel mit vier stark vortretenden Kanten.

Das Fossil erinnert an die Abbildung, die Heer (Fossil flora

of North Greenland, p. 481, pl. LVI, fig. 10) unter dem Namen *Evonymus amissus* als dreikantige, dreifächrige Kapsel beschreibt.

In der Tat kann unser Fruchtrest einer *Evonymus*-Art angehört haben; sehr ähnliche Kapselfrückte kommen aber auch bei Rutaceen (z. B. *Acronychia* FORST.) und Zygophyllaceen vor; ich ziehe daher vor, den unvollständigen Rest unter einer unbestimmten Bezeichnung aufzuführen.

Carpolithes quinquesepalus nov. spec.

Taf. 5, Fig. 41.

Capsula supera, globosa, glabra; calyx coriaceus, quinquelobatus, lobis ovatis, convexis.

Eine rundliche geschlossene Kapsel mit glatter Oberfläche, am Scheitel mit einer kleinen rauhen Stelle, an der vermutlich der Griffel abgebrochen ist, von 5 mm Durchmesser, ohne jede Andeutung von Klappen, wird am Grunde von einem derbledrigen, fünfteiligen Kelche umgeben, dessen eiförmige, gewölbte Zipfel bis etwa zur Mitte der Kapsel reichen; ein kurzer, dicker, längsfurchiger Stiel ist in 3 mm Länge erhalten; die Abbildungen 41a—c stellen die Frucht — ein wenig vergrößert — von der Seite, von oben und von unten dar.

Derartige Kapseln auf fünfteiligen Kelchen finden sich bei zahlreichen Familien, ich nenne nur: *Caryophyllaceae*, *Linaceae*, *Primulaceae*, *Convolvulaceae*, *Borraginaceae*, *Verbenaceae*, *Solanaceae*, *Scrophulariaceae* u. a.

Bei dem Fehlen charakteristischer Scheidungsmerkmale, insbesondere bei der Unkenntnis vom Kapselinneren ist es unmöglich, die systematische Zugehörigkeit des Restes näher zu bestimmen.

Carpolithes convolvulaceus nov. spec.

Taf. 5, Fig. 42.

Capsula supera, ovata, apice acuminata, apiculata; calyx infundibuliformis, quinquepartitus, lobis planis rotundatis.

Auch der Träger dieser kurzgestielten, 5 mm langen, 3 mm dicken, eiförmigen, vorn in ein Griffelspitzchen auslaufenden Frucht mit trichterförmigem, fünfzipfligem Kelche, dessen flache, abge-

rundete Zipfel der Frucht dicht anliegen (Fig. 42a in natürlicher Größe, b, c vergrößert), kann verschiedenen Familien angehört haben, die derartige Kapselfrüchte besitzen; der Rest erinnert sehr an die Kapseln von *Convolvulus* L.

Carpolithes pyramidatus nov. spec.

Taf. 6, Fig. 1—4.

Fructus trigonus, pyramidalis, insertione basali magna rotundata aspera, cetera superficie nitida, tenui-striata, unilocularis (an trilocularis?).

Einige vollständige Exemplare und verschiedene Bruchstücke gehören zu 10—14 mm langen, 6—9 mm breiten Früchten von stumpf-dreikantig-pyramidenförmiger Gestalt mit abgeflachter Basis, die in der Mitte eine rundliche bis abgerundet dreieckige, mattrauhe Ansatzfläche von 3—4 mm Durchmesser trägt; im übrigen ist die Oberfläche der Frucht glänzend und fein längsstreifig.

Die Abbildungen Taf. 6, Fig. 1—4 zeigen mehrere dieser Früchte, a von der Seite, b von oben, c von unten.

An der Spitze ist bei einigen der vorliegenden Früchte ein leichtes Klaffen längs der drei Kanten zu beobachten.

Die Fruchtwand ist ziemlich dünn; einige Früchte sind durch Druck oder Schrumpfung deformiert, erscheinen z. T. wie zusammengeknittert.

An der Fruchtwand sind zwei Schichten zu unterscheiden, die hin und wieder auseinander getrennt sind.

Das Innere der Früchte ist z. T. hohl, z. T. von einer nicht näher definierbaren kohligen Masse erfüllt. Von einer Fächerung ist keine deutliche Spur nachweisbar, jedoch sind an den Innenflächen jedes der drei Teile, in die die Fruchtwand durch Spaltung längs der drei Kanten zerlegt werden kann, in der Mitte verlaufende Andeutungen von Längsleisten vorhanden, die vielleicht als Samenleisten oder als Reste zerstörter Scheidewände angesprochen werden können.

Eine genaue Zuweisung dieser Fruchtreste ist mir nicht möglich. Es kann sich handeln um oberständige, einfächrige, kapselartige Früchte mit drei wandständigen Placenten oder um drei-

fächrige Kapseln, deren Scheidewände ebenso wie die Samen bei der Fossilisation zerstört wurden und verschwunden sind, oder aber um dreikantige Nüsse.

Die Reste sind vergleichbar mit den ein- oder dreifächrigen Früchten von *Juncus* L., von denen sie äußerlich durch die sehr erhebliche Größendifferenz und durch die Ausbildung der breiten Ansatzfläche am Grunde verschieden sind.

Ferner haben mehrere Gattungen der *Restionaceae* (*Elegia* L. und *Leptocarpus* R. Br.) einfächrige, dreikantige, an den Kanten aufspringende Kapselfrüchte.

Oberständige, einfächrige Früchte mit drei wandständigen Placenten besitzen einzelne Liliaceen, bei denen dreifächrige Früchte vorherrschen; dreifächrig sind auch die in der Gestalt den unserigen ähnlichen Früchte mancher Zingiberaceen, die aber unterständig sind.

Unter dicotylen Pflanzen bieten ähnliche Formen die dreiklappigen, zwischen den Placenten aufspringenden Kapseln von *Helianthemum* Tourn.

Endlich können die vorliegenden Fruchtreste mit den dreikantigen, aus drei Fruchtblättern hervorgegangenen Nüssen verschiedener Polygonaceen-Gattungen verglichen werden, die z. T. — wie bei *Polygonum* L. — derbe, glatte Fruchtschalen besitzen.

Jedenfalls ist der Erhaltungszustand des Inneren unserer Fruchtreste nicht derart, daß ein sicheres Urteil über dieselben abgegeben werden könnte.

Carpolithes baccatus nov. spec.

Taf. 5, Fig. 43.

Fructus baccatus, globosus calyce quinquesepalo.

Die Frucht, Taf. 5, Fig. 43a und b von der Seite und von unten in natürlicher Größe, 43c vergrößert, ist eine rundliche Frucht von 7—8 mm Durchmesser, die einem kurzgestielten, fünfzipfligen Kelche aufsitzt, eine mattglänzende, sehr feinrunzelige Oberfläche besitzt und am Scheitel eine kleine, 1 mm Durchmesser haltende, ringförmige Vertiefung mit zentralen Spitzchen besitzt.

Eine zerstörte Stelle läßt unter der mäßig dicken Fruchtwand lockeres, verkohltes Gewebe sehen.

Anscheinend ist es eine Beere oder Steinfrucht mit ledrigem Epicarp; bei dem Mangel jeglicher näheren Kenntnis vom Fruchtinnern — da nur ein einziges Exemplar gefunden ist, konnte ein Durchschnitt nicht hergestellt werden — bleibt jeder Versuch einer Deutung aussichtslos.

Carpolithes inaequilaterus nov. spec.

Taf. 6, Fig. 5.

Putamen ellipticum, compressum, basi apiceque acuminatum, uno latere convexiore trisulcato, altero latere medio fisso, biloculare.

Ein rundlich-elliptischer, zusammengedrückter Fruchtstein von 10 mm Länge und 8 mm Breite, 4.5 mm dick, ist am Grunde zu einem kurzen, dicken Stielansatze verjüngt, vorn in eine 2 mm lange Spitze vorgezogen. Die beiden Breitseiten sind ungleich stark gewölbt. Die konvexere Seite (Fig. 5b ein wenig vergrößert) trägt eine deutliche Längskante in der Mitte und zwei schwächere seitliche Kanten; die flachere Seite (Fig. 5a in natürlicher Größe) weist in der Mitte nur eine geringe Aufwölbung mit einem Längsspalte auf.

Diesem Spalte entlang löste sich ein Teil der mäßig dicken Fruchtwand ab, so daß der Einblick in das Innere frei wurde, es zeigte sich, daß eine Scheidewand, die senkrecht zum Breitendurchmesser verläuft, den Fruchtstein in zwei Fächer teilt (siehe Querschnitt Fig. 5c).

In der Gestalt erinnert unser Rest an die Fruchtsteine mancher *Viburnum*-Arten, die aber nicht zweifächrig sind.

Sehr ähnlich sind die zweifächrigen Fruchtsteine verschiedener *Cornus*-Arten, z. B. von *Cornus sericea* L. (Nordamerika), die aber wesentlich kleiner sind.

Auch zweifächrige Steinfrüchte von Oleaceen, z. B. von *Linociera* Sw. kommen als Vergleichsobjekte in Betracht.

Der Steinkern von *Linociera dubia* Unger (Sylloge plantarum fossilium I, S. 21, Taf. VIII, Fig. 14) aus der Wetterau, ein Rest, dessen Zuweisung Unger selbst nicht über allen Zweifel

klargestellt war, und der nach SCHENK (Handbuch der Paläophytologie S. 758) eher zu *Cornus* gehören dürfte, teilt mit unserem Fossil die ungleichmäßige Ausbildung der beiden Flächen — die eine eben, die andere gerippt —, hat im übrigen aber wenig Übereinstimmendes, und über sein Inneres ist nichts bekannt.

Der vorliegende Fruchtrest wird zunächst besser unter einer unverbindlichen Benennung eingeführt.

Carpolithes erythroxyloides nov. spec.

Taf. 6, Fig. 6.

Fructus drupaceus, ellipticus, apiculatus, longitudinaliter sulcatus, calyci quinquepartito insistens, unilocularis.

Eine elliptische, vorn zugespitzte, 10 mm lange, 6 mm breite, etwas zusammengedrückte, kantige Frucht ist in Fig. 6a und b von verschiedenen Seiten dargestellt; sie ist tief längsgefurcht und sitzt einem kleinen Kelch mit fünf Zipfeln auf; sie besitzt ein einziges Fach.

Dieser Fruchtrest erinnert zumeist an die dünnfleischigen, kantigen, gefurchten Steinfrüchte von *Erythroxylon* L. mit 1(-2)-samigen Kernen, deren bleibender Kelch fünfteilig ist, und die am Scheitel vom bleibenden Griffel gekrönt sind.

Ähnliche Fruchtformen kommen allerdings auch bei Angehörigen anderer Familien vor, z. B. bei der Celastracee *Glossopetalum* A. GR.

Carpolithes rostellatus nov. spec.

Taf. 6, Fig. 7 u. 8.

Putamen lignosum, elliptico-conicum, basi angustata truncatum, apice productum, superficie irregulariter tuberculatum.

Zwei holzige Fruchtsteine von elliptisch-kegelförmiger Gestalt mit ein wenig verjüngter, gestutzter, eingezogener Basis und zu einer kurzen Schnabelspitze vorgezogener Spitze messen 10 bezw. 12,5 mm Länge und 6 bezw. 7 mm Breite. Die Oberfläche ist von einzelnen unregelmäßigen Höckern besetzt.

Fig. 7a und 8a geben beide Früchte in der Seitenansicht, Fig. 8b ein Exemplar von unten wieder.

Der Längsschnitt (Fig. 7b) zeigt, daß es sich um einfächrige Fruchtsteine mit dicker Wand handet, die einen elliptischen Samen einschließen.

Fruchtsteine von ähnlicher Gestalt sind bei mehreren Familien anzutreffen: Zygophyllaceen, Burseraceen, Simarubaceen, Anacardiaceen, Icacinaceen; eine bestimmte Zuweisung ist mir nicht möglich.

Carpolithes octosulcatus nov. spec.

Taf. 6, Fig. 9.

Putamen (an capsula?) lignosum, compressum, late-ellipticum, octosulcatum, quadriloculare.

Ein unvollständig erhaltener, holziger Fruchtrest läßt sich leicht zu einer 7 mm langen, 7 mm breiten und 4 mm dicken Frucht von breit elliptischem Umrisse mit mäßiger Zuspitzung an Basis und Spitze ergänzen, wie er in Fig. 9a dargestellt ist; er ist von acht tiefen Längsfurchen überzogen, ist achtkantig; am Gipfel ist ein rundlicher Griffelrest erhalten. Ein schieflaufender Aufbruch läßt das Vorhandensein von vier länglich gestalteten Fächern erkennen, deren Anordnung in dem idealen Querschnitte (Fig. 9b) dargestellt ist.

Ich muß es dahingestellt sein lassen, ob es sich um einen Fruchtstein oder eine holzige Kapsel handelt.

Ähnlich gestaltete, vierfächrige holzige Kapseln kommen bei Rutaceen, Verbenaceen u. a. vor, Steinkerne von entsprechender Beschaffenheit bei Meliaceen und anderen Familien.

Eine Zuweisung auszusprechen, ist mir nicht möglich.

Carpolithes symplocoides Heer.

Taf. 6, Fig. 10.

Heer, Flora, fossilis arctica I, S. 128, Taf. XVI, Fig. 8a u. 9.
» Flora fossilis grönlandica II, S. 141.

Putamen clavatum, basi attenuatum, apice obtuse-rotundatum, longitudinaliter sulcatum.

Der Fruchtstein (Fig. 10a, vergrößert 10b), 10 mm lang, 4 mm dick, keulenförmig, am Grunde allmählich verjüngt, an der Spitze stumpf abgerundet und am Scheitel etwas vertieft mit un-

regelmäßiger Längsfurchung der Oberfläche, stimmt mit dem von Heer aus dem Tertiär von Waigattet in Nordgrönland als *Carpolithes symplocoides* beschriebenen Fruchtsteine überein, den Heer mit den kleineren Steinen von *S. gregaria* Unger und *S. sotzkiana* Unger vergleicht.

Nach der äußeren Gestalt kann dieser Fruchtstein mit solchen von *Symplocos* L. wohl verglichen werden; ähnliche Steine besitzen aber auch manche Arten von *Elaeagnus* L., z. B. *E. multiflora* Thbg. (Japan).

Ferner bieten ähnliche Formen die steinfruchtartigen, verkehrtkegelförmigen Früchte mit krustigem Endocarp der Santalacee *Buckleya* Torr. (Japan und Nordamerika).

Endlich können auch die ellipsoidischen bis verkehrt-pyramidalen, oft rippigen oder mit Höckern und Runzeln bedeckten Anthocarpe von *Mirabilis* L. und anderen Nyctaginaceen zum Vergleiche herangezogen werden.

Eine nähere Bestimmung ist, zumal das Innere des Fruchtrestes unbekannt ist, unmöglich.

Carpolithes terebinthinoides nov. spec.

Taf. 6, Fig. 11.

Drupa oblique ovata, compressa, rugosa, apiculata.

Die Frucht (Fig. 11) ist 10 mm lang und 7 mm breit, schwach zusammengedrückt, etwas schief eiförmig mit kurzem Griffelspitzchen; die Oberfläche ist runzelig. Ein Defekt der Oberfläche läßt erkennen, daß unter einem dünnen Exocarp ein harter Steinkern verborgen ist.

In Form und Größe stimmt diese Frucht mit denen von *Pistacia Terebinthus* L. (Mittelmeergebiet) überein; leider ist über die innere Beschaffenheit nichts zu ermitteln, so daß die Zuweisung unsicher bleibt.

Carpolithes Fliegelii nov. spec.

Taf. 6. Fig. 12—14.

Siehe vorher Seite 16, Taf. 1, Fig. 25—32.

Die schon von der Grube Bellerhammer (S. 16 dieser Abhandlung) beschriebenen großen Samen treten auch in Herzogen-

rath reichlich auf. Die hier gefundenen Exemplare sind von genau derselben Beschaffenheit wie die aus dem Gebiet der Ville stammenden; es kann daher auf die frühere Beschreibung verwiesen werden.

Carpolithes complanatus nov. spec.

Taf. 6, Fig. 15 u. 16.

Semina complanata, curvata, elliptica, glabra.

Zwei flach zusammengedrückte, etwas gewölbte, elliptische Samen, 13—14 mm lang, 5—7 mm breit, am Grunde abgerundet, vorn verjüngt und kurz zugespitzt, an den schmalen Kanten jederseits oberhalb der Mitte ein wenig eingezogen (Fig. 15a, b von beiden Breitseiten, Fig. 15c von der schmalen Seite, Fig. 16 von einer breiten Seite gesehen), besitzen eine glatthäutige, durch Schrumpfung unregelmäßig gerunzelte Oberfläche. Die Samenschale ist dünn, bei dem Exemplar Fig. 15 ist die Schale am Grunde zerstört, so daß der Einblick in einen engen,flachen Hohlraum möglich ist.

Diese Samen erinnern an die flachen Samen mancher Euphorbiaceen; auch manche *Pterospermum*-Arten besitzen — abgesehen von den bei den vorliegenden Samen fehlenden, eventuell abgebrochenen Flügeln — ähnliche Form.

Carpolithes lawsonioides nov. spec.

Taf. 6, Fig. 17.

Semina trigono-pyramidalia, dense conferta.

Eine Anzahl isolierter oder teilweise zu mehreren dicht gedrängt zusammenhängender, tetraedrischer Samen von ca 2 mm Durchmesser fanden sich, deren einige in Fig. 17a in natürlicher Größe, 17b—e vergrößert dargestellt sind.

Samen von tetraedrischer Gestalt besitzen Pflanzen verschiedener Familien:

die Tiliacee *Corchorus* L. hat ähnliche, aber länger gestreckte Samen;

die Sterculiacee *Pentapetes* L., verschiedene Cistaceen, die Flacourtiacee *Kiggelaria* L. u. a.; vor allem aber bieten die Lythraceen *Decodon verticallatus* Elliot (Nordamerika) und *Lawsonia*

inermis L. (Ostafrika, Ostindien, Nordaustralien) in Form und Größe übereinstimmende Samen.

ETTINGSHAUSEN hat aus dem Eocän des Londontones der Insel Sheppey eine *Lawsonia europaea* beschrieben (Proc. Roy. Soc. London 1879), die mir aber nur nach Zitaten bekannt ist und deshalb nicht zum Vergleiche herangezogen werden konnte.

Carpolithes cf. Johnstrupii HARTZ.

Taf. 6, Fig. 18, 19.

Carpolithes Johnstrupii HARTZ: Bidrag til Danmarks tertiäre og diluviale Flora, S. 58 u. 123, Taf. III, Fig. 11—13, Taf. IV, Fig. 18—21.

Fructus globosus, exocarpio tenui, ruguloso, endocarpio duro, bivalvulo, cavo interno cordiformi.

Zahlreiche kugelrunde Früchte von 3—5 mm Durchmesser, z. T. mit Stiel und kurzem Griffelrest, sind in zwei Exemplaren Fig. 18 und 19a in natürlicher Größe abgebildet. Eine dünnwandige Umhüllung mit mattglänzender, äußerst feinrunzeliger Oberfläche umschließt einen kugeligen Stein von $2^1/_2$—4 mm Durchmesser, der eine matte, feingerunzelte Oberfläche besitzt. Diese Steine springen zweiklappig auf; an den meisten Exemplaren ist ein Längsspalt erkennbar; ihre Wand ist ziemlich dick und umschließt einen Hohlraum von herzförmigem Längsschnitt (Fig. 19b, vergrößert 19c).

Vergleichbare fossile Früchte sind beschrieben worden als:

Carpolithes Boveyanus HEER: On the fossil flora of Bovey Tracey, p. 1077, pl. LXX, Fig. 7—14, Früchte von gleicher Größe, aber mit anders gestaltetem Innenraume, die HEER mit *Potamogeton* vergleicht;

Carpolithes sphaerula HEER: Flora fossilis arctica I, S. 128, T. XVI, Fig. 10; Flora fossilis grönlandica II, S. 142, ähnliche Früchte mit viel dünnerer Wand, von HEER mit *Myrica*-Früchten verglichen;

Carpolithes globulus HEER: Quart. Journ. of the geol. Soc. of London XVIII, 1862, T. III, Fig. 14—16, kugelige Früchte mit Eindrücken an Spitze und Basis;

Carpolithes sp. HEER: Miocäne baltische Flora, S. 66,

T. XVIII, Fig. 5d, e, sehr ähnliche Früchte, aber mit rundlicher, nicht herzförmiger Höhlung, ebenfalls in Beziehung zu *Myrica* L. gebracht.

Carpolithes Johnstrupii Hartz: Bidrag til Danmarks tertiäre og diluviale Flora, S. 58 und 123, T. III, Fig. 11—13, T. IV, Fig. 18—21.

Diese von Hartz ohne Vergleich mit rezenten Pflanzen beschriebenen Reste stimmen am meisten mit unseren Früchten überein, wenn sie auch etwas kleiner sind; insbesondere ist bei ihnen dieselbe dicke Wand und zum Teil der herzförmige Umriß des Innenraumes im Längsschnitte zu erkennen.

Vergleichbar sind die genannten fossilen Früchte nur mit dem kugeligen Endocarp unserer Reste; nur von *Carpolithes sphaerula* gibt Heer an, daß die »Kügelchen« von einer dünnen Kohlenrinde umgeben waren.

Lebende Analoga zu unseren Fossilien anzugeben, bin ich nicht mit Sicherheit imstande; es kann sich nur um kleine, einsamige, aufspringende Steinfrüchte handeln; vielleicht kann an die Rutaceengattung *Fagara* L. gedacht werden, die 5—1 meist getrennte, trockene oder steinfruchtartige, oft kugelige, zweiklappige, einsamige Teilfrüchte und kugelige Samen mit sehr dicker, harter Schale besitzt. Die vorstehend als Steine angesprochenen kugeligen Reste würden alsdann als Samen anzusehen sein.

Carpolithes clavatus nov. spec.

Taf. 6, Fig. 20—22.

Carpolithes piriformis, asymmetricus, rugulosus, apiculatus, basi annulo calycino circumdatus.

Drei kleine Früchte von birn- oder keulenförmiger, etwas unsymmetrischer Gestalt, 5—6 mm Länge, 3 mm größte Breite messend, mit runzeliger Oberfläche, sind kurz gestielt, tragen am Grunde einen ringförmigen Kelchrest und sind am Scheitel zu einem Spitzchen vorgezogen; vergl. Fig. 20—22, vergrößert 21b. Der innere Bau ist unbekannt.

Über ihre Zugehörigkeit vermag ich keine Angabe zu machen.

Carpolithes apiculatus nov. spec.

Taf. 6, Fig. 23.

Carpolithes ellipticus, glaber, basi apiceque acuminatus.

Ein Früchtchen von elliptischer Gestalt (Fig. 23 a, vergrößert 23 b), 5 mm lang, 3 mm breit, am Grunde und an der Spitze zugespitzt, mit glatter Oberfläche, ohne Kelchreste — von unbekannter Zugehörigkeit.

Carpolithes tuberculatus nov. spec.

Taf. 6, Fig. 24.

Carpolithes obovatus, apiculatus, rugoso-tuberculatus.

Ein kleines, verkehrt-eiförmiges, griffelspitziges Früchtchen von 5 mm Länge und 3 mm Breite, mit runzelig-höckeriger Oberfläche, ohne Kelchreste, auf einem kurzen, abgesetzten Stiel sitzend — von mir unbekannter Abstammung.

Calycites.

Unter der Bezeichnung *Calycites* führe ich einige Reste von Kelchen oder Achsenbechern auf.

Calycites Massolongo: Prael. fl. prim. Bolc. in Schizzo geognostico, p. 72.

Calycites cinnamomeus nov. spec.

Taf. 6, Fig. 27.

Cupula lignosa, infundibuliformis, longitudinaliter sulcata, margine octo-crenata.

Fig. 27 gibt in a und b von der Seite, in c von oben gesehen, einen holzigen, trichterförmigen Achsenbecher wieder, der 7 mm oberen Durchmesser aufweist, zum Stiele sich allmählich verjüngt und schwach längsfurchig ist und am freien Rande acht ungleiche Kerbzähne besitzt.

Derartige Achsenbecher von gleicher Form und Größe besitzt *Cinnamomum ceylanicum* Breyne, die neben meist sechs Einkerbungen des Randes zuweilen auch mehr Kerbzähne aufweisen.

Calycites pateraeformis nov. spec.

Taf. 6, Fig. 25, 26.

Calyx (an cupula) lignosus, pateraeformis, longitudinaliter rugosus, margine 5—8 crenatus.

Mehrere schalenartig ausgebreitete Kelche oder Achsenbecher von derber Beschaffenheit, zum Stiele verjüngt, mit mattglänzender, längsrunzeliger Oberfläche, die am flachen Rande fünf bis acht ungleiche Einkerbungen besitzen und am Grunde der Innenfläche breite Ansatzstellen von Früchten aufweisen; der obere Durchmesser beträgt 6—10 mm. Fig. 25 und 26: a von der Seite, b halb von oben, c in der Aufsicht.

Diese Reste sind kaum verschieden von dem *Lauri calyx* bei Wessel und Weber (Neuer Beitrag zur Tertiärflora der Niederrheinischen Braunkohlenformation, Palaeontogr. Bd. IV, S. 33, T. VI, Fig. 4) von Rott bei Bonn.

Es kann sich auch bei diesen Resten um Lauraceen-cupulae handeln.

Doch können auch die derben, glockigen, freilich meist fünfteiligen Kelche von *Cordia* L. und anderen Borraginaceen zum Vergleich gestellt werden, und die — allerdings brasilianische — Nyctaginaceen-Gattung *Leucaster* Choisy hat derbledrige Blütenhüllen von ganz übereinstimmender Größe und Gestalt mit fünfzähligem Saume.

Calycites verbenaceus nov. spec.

Taf. 6, Fig. 28.

Calyx campanulatus, quinquesulcatus, margine quinquedentatus.

Ein gestielter, glockenförmiger Kelch von 4 mm oberem Durchmesser, fünffurchig, am freien Rande ausgeschweift fünfzähnig (Fig. 28a, vergrößert 28b), entspricht sehr gut den zur Reifezeit becherförmigen Kelchen mit fünf Randzähnen verschiedener Verbenaceen, wie *Citharexylum* L., *Vitex* L., *Premna* L., *Clerodendron L.* u. a.

Calycites quinquesepalus nov. spec.

Taf. 6, Fig. 29.

Calyx quinquesepalus, rugulosus, sepalis patentibus, ovatis.

Mehrere gestielte, flach ausgebreitete, fünfblättrige, ledrige Kelche, von denen ein Exemplar in Fig. 29 a, vergrößert in 29 b abgebildet ist. Die Kelchblätter sind oval, stumpf zugespitzt und breiten sich zu einem Durchmesser des Kelches von 5 mm aus.

Die Kelche werden von längsrunzeligen Stielen getragen, die bis zu 8 mm Länge erhalten sind.

Eine nähere Zuweisung dieser isolierten Kelche ist unmöglich, da derartige Kelche bei Pflanzen verschiedener Familien vorkommen. Möglicherweise gehören sie einer der vorstehend beschriebenen Früchte an, deren einige mit fünfblättrigen Kelchen ausgestattet sind.

Von Fruchtresten, die in ihrem überlieferten Zustande keinerlei Anhaltspunkte bieten, die einer Deutung zugrunde gelegt werden könnten, seien noch die folgenden erwähnt:

Taf. 6, Fig. 30, eine 12 mm lange, 8 mm breite, flachgedrückte, birnförmige Frucht mit deutlicher Stielnarbe und undeutlichem Griffelreste; die Oberfläche ist glänzend glatt, stellenweise durch Schrumpfung runzelig, vielleicht eine Steinfrucht.

Taf. 6, Fig. 31, eine gestielte, kugelige Frucht von 6 mm Durchmesser, von einem dünnen Griffel gekrönt.

Taf. 6, Fig. 32, eine 6 mm Durchmesser haltende Frucht mit glatter, punktierter Oberfläche, ohne Kelchrest, kurz gestielt, mit punktförmigem Griffelrest.

Taf. 6, Fig. 33—35, drei runzelige, geschrumpfte, 5—9 mm im Durchmesser betragende rundliche bezw. elliptische Beeren oder Steinfrüchte ohne irgendwelche charakteristischen Merkmale.

C. Pflanzenreste aus dem untermiocänen Sandstein von Nirm.

Quercus Lyelli Heer.

Taf. 7, Fig. 1.

Heer: On the fossil flora of Bovey Tracey, p. 1058, pl. LXIII, fig. 2—9, pl. LXIV, fig. 1—4, pl. LXV, fig. 12b, pl. LXVI, fig. 1, 2, pl. LXVIII, fig. 4, 5.

Quercus foliis subcoriaceis, oblongis, margine undulatis; nervo primario valido; nervis secundariis irregulariter dispositis, nervis incompletis interpositis, angulis acutis egredientibus, curvatis, arcubus conjunctis; nervis tertiariis angulis acutis exeuntibus.

Ein Blattfragment mit wellig gebogenem Rande besitzt unregelmäßig verteilte, ungleich ausgebildete Sekundärnerven, die spitzwinklig entspringen, aufwärts gebogen verlaufen und durch Schlingenbögen untereinander verbunden sind; vom Tertiärnervennetze läßt die Gesteinsbeschaffenheit nur einzelne spitzwinklig abgehende Anastomosen erkennen.

Das Bruchstück (Tafel 7, Fig. 1) stimmt mit den als *Quercus Lyelli* Heer beschriebenen Blättern, besonders mit l. c. pl. LXV, fig. 12b überein.

Quercus aizoon Heer.

Taf. 7, Fig. 2, 3a.

Heer: Miocäne baltische Flora, S. 72, Taf. XXI, Fig. 6—9a.

Quercus foliis coriaceis, lanceolatis, utrinque attenuatis, margine integerrimis, paulo undulatis; nervo primario valido; nervis secundariis numerosis, tenuibus, curvatis, angulis subacutis egredientibus, ad marginem arcuatim conjunctis; nervis tertiariis tenuissimis, angulis acutis orientibus.

Zwei ledrige, lanzettliche, beiderseits verjüngte, ganzrandige, wenig gewellte Blätter mit kräftigen Mittelnerven, von denen unter wenig spitzen Winkeln dünne Sekundärnerven entspringen, die dem Rande nahe aufsteigen und sich bogenförmig verbinden; von zarten Tertiärnerven ist nur wenig zu erkennen; diese beiden Blattreste (Fig. 2 und 3a) erinnern an verschiedene Eichenformen der Tertiärliteratur.

Manche als *Quercus elaena* Ung. und *Qu. neriifolia* A. Br. bezeichnete Reste haben kaum abweichende Blätter; sehr ähnlich ist *Qu. daphnophyllum* Ett., die meiste Übereinstimmung bieten die Blätter von *Qu. aizoon* Heer. Den Blättern der rezenten *Qu. germana* Schiede (Mexiko), mit denen sowohl *Qu. aizoon* H. wie *Qu. daphnophyllum* Ett. verglichen werden, kommen unsere Reste bis auf den stärker verjüngten Blattgrund recht nahe.

Laurus tristaniaefolia Weber.

Taf. 7, Fig, 3b. 4, 5.

Weber: Tertiärflora der Niederrheinischen Braunkohlenformation, Palaeontogr. Bd. II, S. 68, T. III, Fig. 2.

Wessel und Weber: Neuer Beitrag zur Tertiärflora der Niederrheinischen Braunkohlenformation, Palaeontogr., Bd. IV, S. 33, T. VII, Fig. 6.

Heer: Miocäne baltische Flora, S. 75, T. XXIII, Fig. 1—7b.

Laurus foliis coriaceis, obovato-lanceolatis, in petiolum attenuatis, apice acuminatis, integerrimis, nervo primario distincto; nervis secundariis tenuibus, angulis 40—50° exeuntibus, curvatis, camptodromis, nervis incompletis interpositis; nervis tertiariis tenerrimis, angulis subrectis orientibus, ramosis, rete polygonale tenuissimum includentibus.

Neben dem bis auf die Spitze trefflich erhaltenen Blatte (Fig. 5) liegen mehrere Stücke (Fig. 3b und 4) vor, die zu lanzettlichen, beiderseits zugespitzten, zum Stiele verjüngten, derben, ganzrandigen Blättern gehören.

Der mäßig starke, aber deutlich hervortretende Mittelnerv entsendet unter Winkeln von 40—50° dichtstehende, dünne Sekundärnerven, die gebogen aufwärts laufen, am Rande Schlingen bilden, und zwischen denen vereinzelte Zwischennerven auftreten; die zarten Tertiärnerven treten unter wenig spitzen Winkeln aus, verästeln sich und schließen ein dichtes Netz feinster, polygonaler Maschen ein. (Fig. 5a vergrößert.)

Die vorliegenden Blattreste ähneln verschiedenen unter den zahlreichen in der Literatur zu *Laurus* gestellten Blattresten aus den mitteleuropäischen tertiären Schichten, z. B. manchen als *L. ocoteaefolia* Ett. und *L. Lalages* Ung. beschriebenen, ferner *L. larguensis* Sap., *L. belenensis* Wat. (z. B. bei Friedrich,

Tertiärflora der Provinz Sachsen, S. 122, T. XV, Fig. 6); von den lanzettlichen Blättern der in der Blattform ziemlich variablen *L. tristaniaefolia* Web. von Rixhöft sind sie nicht zu trennen.

Unsere Reste sowie die Weber's von Rott bei Bonn und Heer's von Rixhöft erinnern an *Laurus canariensis* Webb, der von Saporta in den Tuffen von Meximieux (Recherches sur la végétation fossile de Meximieux, p. 246, pl. XXVII, fig. 6, 7, pl. XXVIII, fig. 1—8) und von Laurent (Flore pliocène des Cinérites du Pas-de-la-Mougudo, p. 150, pl. XII, fig. 1) aus dem Cantal mitgeteilt worden ist.

Bei den Blättern des canarischen Lorbeers sind aber die Sekundärnerven immer mehr oder weniger gabelig verästelt — ebenso auch bei *Laurus nobilis* L. —, während bei unseren Blättern keine Äste der Sekundärnerven vorhanden sind, sondern von diesen nur Queranastomosen ausgehen. Unsere Blätter stimmen darin sehr gut mit den Rixhöfter Blättern von *Laurus tristaniaefolia* überein.

Unter den lebenden Lauraceen sind es mehrere Arten von *Lindera* Thbg., besonders *L. (Aperula) lanceolata* Miq. (Südostasien), die in bezug auf Form und Sekundärnervenbildung die größte Übereinstimmung mit unseren Blättern zeigen.

Myrsinophyllum Doryphora Ung. sp.

Taf. 7, Fig. 6.

Myrsine Doryphora Unger: Sylloge plantarum fossilium III, S. 19, T. VI, Fig. 1—10 (p. p.)
» » Heer: Miocäne baltische Flora, S. 86, T. XXVIII, Fig. 13—16.
» » Pilar: Flora fossiles Susedana, S. 80, T. XIII, Fig. 2.
Myrsine Centaurorum (p. p.) Unger: Sylloge plantarum fossilium III, S. 22, T. VII, Fig. 15.

Myrsinophyllum foliis coriaceis, obovato-oblongis, utrinque — basi magis quam apice — attenuatis, summo apice obtusatis, integerrimis, breviter petiolatis; nervo primario valido; nervis secundariis tenuibus, angulis acutis orientibus, paulo curvatis, ad marginem arcuatim conjunctis.

Ein ledriges, ganzrandiges Blatt, langgestreckt, zum Stiele allmählich verschmälert, zur stumpfen Spitze rasch verjüngt, mit der größten Breite oberhalb der Mitte; vom kräftigen Mittelnerven gehen ziemlich zarte, dichtstehende Sekundärnerven unter spitzen Winkeln aus, verlaufen wenig gebogen zum Rande, in dessen Nähe sie umbiegen und verbindende Bogen bilden; von feineren Nerven ist nichts am Abdrucke erhalten.

Dieses Blatt stimmt überein mit mehreren als *Myrsine Doryphora* aufgeführten Blättern der Tertiärliteratur.

Myrsine Doryphora ist eine zweifelhafte Sammel-»Art«, unter die von den Autoren sicher recht Verschiedenartiges zusammengebracht worden ist. Schon UNGER hat in der Sylloge nicht zusammengehörige Blätter unter dieser Bezeichnung zusammengestellt, und andere Autoren haben unter gleichem Namen Blätter beschrieben, die mit den typischen *Myrsine Doryphora*-Blättern UNGER's von Radoboj und Parschlug und HEER's von Rixhöft nichts gemein haben; z. B. die Blätter ETTINGSHAUSEN's aus dem Biliner Becken und aus der Wetterau. (Vergl. FRIERDICH: Tertiärflora der Provinz Sachsen, S. 62.)

Ich möchte die Bezeichnung *Myrsine Doryphora* beschränkt wissen auf Blätter von länglich verkehrt-eiförmiger Gestalt mit der größten Breite oberhalb der Mitte, mit allmählicher Verschmälerung zur Basis und rascher Verjüngung zur stumpfen Blattspitze, wie die Blätter bei UNGER: l. c. Taf. VI, Fig. 5 u. 6, von denen die gestreckten Formen der als *Myrsine Centaurorum* UNGER (l. c. Taf. VII, Fig. 15) benannten Blätter kaum verschieden sein dürften; mit diesen stimmen das Blatt HERR's von Rixhöft (Baltische Flora, Taf. XXVIII, Fig. 16) und unser Blatt zusammen.

Myrsine dubia FRIEDRICH (Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora der Provinz Sachsen, S. 62, Taf. VI, Fig. 8) ist ähnlich, aber unterhalb der Mitte am breitesten.

Die Zugehörigkeit dieser Reste zur Gattung *Myrsine* L. ist übrigens durchaus zweifelhaft; die Bezeichnung *Myrsinophyllum* ist daher gerechtfertigt.

Sapotacites minor Unger sp.

Taf. 7, Fig. 7.

Bumelia minor Unger: Sylloge plantarum fossilium III, S. 25, Taf. VI, Fig. 11—19.
Sapotacites minor Ettingshausen: Fossile Flora von Sagor II, S. 13, Taf. XIII. Fig. 5—8.
» » » Fossile Flora von Leoben II, S. 12, Taf. VI, Fig. 1.

Sapotacites foliis coriaceis, integerrimis, obovatis, basi cuneatim angustatis, apice emarginatis; nervo primario distincto, apicem versus attenuato; nervis secundariis angulis acutis orientibus, tenuibus, ante marginem arcuatis et ramoso-anastomosantibus.

Das Blatt (Fig. 7) entbehrt der Basis, läßt sich aber leicht ergänzen zu einem verkehrt-eiförmigen, vorn breit abgerundeten, schwach ausgerandeten, nach dem Grunde zu keilförmig verschmälerten, ganzrandigen Blatte; es ist von derber Konsistenz. Der deutlich ausgeprägte Mittelnerv verjüngt sich nach der Spitze zu und läßt entfernt stehende Sekundärnerven unter spitzen Winkeln von etwa 50° austreten, die schwach gebogen zum Rande verlaufen, dort sich umbiegen und durch Seitenäste miteinander anastomosieren; von feineren Nerven ist nichts zu erkennen.

Dieser Blattrest gehört einer in Tertiärablagerungen häufig angetroffenen Form an, die verschiedene Deutungen erfahren hat.

Zum Vergleich kommen in Betracht manche als *Quercus chlorophylla* Ung. beschriebene Blätter, z. B. bei Heer: Sächsisch-Thüringische Braunkohlenflora, S. 21, Taf. X, Fig. 14b, ein Blatt, das nur etwas mehr und dichter stehende Sekundärnerven besitzt, und das Friedrich (Tertiärflora der Provinz Sachsen, S. 64) als *Pittosporum stedtense* aufführt und mit verschiedenen rezenten *Pittosporum*-Arten vergleicht;

ferner mehrere *Pittosporum*-Arten Unger's: *P. Putterliki*, *P. pannonicum* — beide von Ettingshausen z. T. unter dem Gattungsnamen *Sapotacites* aufgeführt —, *P. cuneifolium* (Sylloge plantarum fossilium II, S. 5 u. 6, Taf. I, Fig. 1—15) u. a.;

ferner die Blätter von *Echitonium obovatum* Unger (Sylloge pl. foss. III, S. 18, Taf. V, Fig. 13 u. 14), die Ettingshausen mit Endblättchen von *Rhus* vergleicht;

ferner die Blätter von *Bumelia minor* Unger (Sylloge pl. foss. III, S. 25, Taf. VI, Fig. 11—19) und anderen *Bumelia*-Arten, wie *B. Oreadum* Unger (Flora von Sotzka, S. 42, Taf. XXII, Fig. 7—14), *B. subspathulata* Saporta (Flore fossile d'Aix, p. 62, pl. X, fig. 18—22), *B. expansa* Saporta (Dernières adjonctions à la flore fossile d'Aix II, p. 68, pl. IX, fig. 12) u. a.

Alle diese Blattformen wiederholen mit geringen Abweichungen den gleichen Typus.

Ettingshausen hat unter Hinweis auf die sehr große Übereinstimmung der Blätter bei verschiedenen Sapotaceen-Gattungen die Bezeichnung *Sapotacites* für Blätter nicht näher zu bestimmender Sapotaceen eingeführt. Es ist zweckmäßig, diesen unverbindlichen Namen beizubehalten. dabei aber daran festzuhalten, daß es durchaus nicht feststeht, ob die Träger der *Sapotacites*-Blätter nicht einer anderen Familie als den Sapotaceen angehören.

Carpolithes dactyliformis nov. spec.

Taf. 7, Fig. 8 u. 9.

Fructus baccatus, oblongus rugosus, semen unicum includens; semen oblongum, cylindratum, utrinque rotundatum, sulco longitudinali profundo instructum.

Von zwei Früchten von ca. 20 mm Länge und 15 mm Breite liegen Hohlabdrücke von lang-ovaler Form vor, deren Oberfläche im Gestein runzelige Abdrücke hinterlassen hat.

Von der äußeren Wand des Hohldruckes jederseits etwa 3—4 mm getrennt liegt in jedem der Abdrücke ein Steinkern von walzenförmiger Gestalt mit abgerundeten Enden, 25 bezw. 27 mm lang und 7 mm breit. Fig. 9 zeigt den äußeren Umriß der ganzen Frucht und in deren Mitte den längsgebrochenen Kern, Fig. 8 den Kern und einen Teil des Fruchtumrisses.

Beide Steinkerne sind fest mit ihrer Unterlage verwachsen, in Fig. 9 ist er, wie erwähnt, der Länge nach durchgebrochen, so daß nur der Umriß erkennbar ist, bei Fig. 8 dagegen bietet die vorliegende Seite des Kernes dessen unversehrte Oberflächenform, eine gleichmäßig gewölbte glatte Fläche mit einer in der Mitte gelegenen kleinen rundlichen Vertiefung; an dem anderen Exem-

plare (Fig. 9) ist zu erkennen, daß die dem Gesteinsstück aufliegende Unterfläche, die sich an dem einen Ende etwas von der Unterlage emporhebt, eine tiefe Längsfurche besitzt.

Diese Fruchtreste sind anzusprechen als Abdrücke von Beerenfrüchten (oder Steinfrüchten), deren weiche Fruchtwand verschwunden ist und nur einen Hohlraum zurückgelassen hat, während der im Inneren befindliche Same (oder Fruchtstein) versteinte und in seiner Form erhalten geblieben ist.

Die Abdrücke erinnern ohne weiteres an Dattelfrüchte; diesen entspricht Form und Größe des äußeren Abdruckes wie des Samens, und die Samen von *Phönix dactylifera* L. haben die gleiche tiefe Längsfurche der Bauchseite und eine kleine rundliche Vertiefung an der Rückenseite wie unsere Reste, nur besitzen sie meist an der Rückenseite eine seichte, längslaufende Rinne, die unserem Samen fehlt.

Da anerkannte Blattreste von *Phönix* L. aus tertiären Schichten bekannt sind: *Phönix spectabilis* Unger aus Kroatien, der Schweiz und Südfrankreich, *Ph. borealis* Friedrich aus der Provinz Sachsen, andere aus Italien — auch die Blüte von *Phönix Eichleri* Conwentz aus dem Samländischen Bernstein gehört zu dieser Gattung —, so entbehrt die Deutung unserer Reste als Dattelfrüchte nicht der Wahrscheinlichkeit.

Allerdings ist darauf hinzuweisen, daß bei anderen Pflanzenfamilien Steinfrüchte mit gefurchten Kernen von ähnlicher Gestalt vorkommen, z. B. bei den Menispermaceen-Gattungen *Penianthus* Miers, *Fibraurea* Lour. und *Anomospermum* Miers.

Carpolithes burseraceus nov. spec.

Taf. 7, Fig. 10—12.

Fructus drupaceus, compressus, rotundatus vel oblongus, glaber, bivalvatus, apice plus minus acuminatus, basi truncatus et residuo axis prominente instructus; putamen durum, cordiforme, biloculare, loculo uno sterili.

Mehrere Abdrücke rühren von einer eigentümlichen Steinfrucht her, die ihre äußere Form in Gestalt 8—10 mm langer, 5—8 mm breiter, rundlicher bis eiförmiger, etwas zusammen-

gedrückter Hohlabdrücke mit glatter Fläche hinterlassen haben. Sie sind vorn mehr oder weniger zugespitzt oder abgerundet; an der Basis sind sie breit abgestumpft (Fig. 10, 12a). In der Mitte der Basis erhebt sich ein kleiner knöpfchenartiger Vorsprung von $1^1/_2$—2 mm Durchmesser, der in das Innere des Hohlraumes hineinragt; ein Exemplar (Fig. 12) enthält einen flach zusammengedrückten Steinkern von verkehrt-herzförmiger Gestalt von 7 mm Länge und 5 mm größter Breite, der vorn stumpf abgerundet ist und mit seiner herzförmigen Ausrandung am Grunde auf dem vorerwähnten knopfartigen Vorsprunge aufsitzt. An der einen Breitseite besitzt der Steinkern eine von der Basis ausgehende, tiefe, breit dreieckige Einsenkung, die gegenüberliegende Fläche ist konvex (Fig. 12b).

Ferner zeigt ein quergebrochenes Exemplar (Fig. 11) einen von der Spitze in den Hohlraum sich einsenkenden, diesen halbierenden, in der breiten Querachse der Frucht verlaufenden, schmalen Saum aus Sandstein, der zu deuten ist als die Ausfüllung eines an der reifen Frucht vorhandenen Spaltes durch eindringende Gesteinsmasse.

Ich sehe in diesen Fossilien die Reste von Steinfrüchten mit zweiklappig spaltendem Exocarp und harten Steinkernen und finde ihre rezenten Analoga unter den Burseraceen.

Die Gattungen *Bursera* L. und *Commiphora* Jacq. besitzen eiförmige bis kugelige Steinfrüchte mit ledrigem oder fleischigem, 2-(selten 3—4-)klappigem Exocarp und harten Steinkernen, die bei *Commiphora* meist zusammengedrückt sind und meist nur ein fruchtbares und ein verkümmertes Fach aufweisen; — die furchenartige Vertiefung unseres fossilen Steinkernes dürfte auf ein vorhanden gewesenes, verkümmertes Fach bezogen werden können. Ferner besitzt bei manchen Burseraceen, besonders bei den genannten beiden Gattungen, der zentrale Teil der Frucht eine besondere Ausbildung, indem die verlängerte Blütenachse zwischen die Basis der Fruchtblätter sich eindrängt und beim Abfallen des Exocarpes stehen bleibt, — das basale Knöpfchen unserer Reste ist wohl als ein solcher Rest der vordringenden Achse zu deuten.

Aus dem Sandsteine von Nirm lagen mir noch verschiedene weitere Pflanzenreste vor, die einer Deutung nicht zugänglich sind: undeutliche Abdrücke von Zapfenschuppen (Fig. 13 u. 14 der Taf. 7), Hohlräume, die von Stengeln herrühren, und verschiedene Fragmente lederiger, ganzrandiger Blätter von ovalem und lanzettlichem Umriß, die außer Mittelnerven und undeutlichen Spuren von Sekundärnerven keine Merkmale aufweisen, die zu einer Bestimmung benützt werden könnten (z. B. Tafel 7, Fig. 15 u. 16).

Zusammenfassung der Ergebnisse.

Die auf den vorangehenden Seiten beschriebenen Pflanzenreste entstammen, wie eingangs erwähnt ist, drei verschiedenen Fundgebieten.

Unter A ist über Fruchtreste von 12 Pflanzenarten berichtet worden, die aus dem Untermiocän der Ville in der Niederrheinischen Bucht stammen, und zwar teils aus der Braunkohle selbst teils aus den Hangend- oder Liegendschichten; unter ihnen befinden sich 5 schon von anderen Fundorten bekannte Reste, nämlich:

Carya ventricosa Stbg. sp. (vom Oligocän bis Pliocän bekannt),
Pterocarya castaneaefolia Goepp. sp. (Miocän),
Carpolithes (Gardenia) Wetzleri Heer sp. (Eocän bis Mittelmiocän),
Carpolithes reniculus Ludwig sp. (Pliocän) und
Carpolithes populinus Heer (Miocän),

also Pflanzenreste, die auch anderwärts — mit einer Ausnahme — in miocänen Ablagerungen auftreten.

Von den übrigen 7 Arten ist die eine ein wahrscheinlich einer Lärche angehöriger Coniferenzapfen, die 6 anderen stellen bisher unbekannte Fruchtformen dar; sie reihen sich, da ihre rezenten Analoga, soweit solche angegeben werden können, unter den tropischen oder subtropischen Anacardiaceen, Araliaceen und Rubiaceen zu suchen sind, in den Charakter einer Unter-Miocänflora ein.

Die unter C behandelten Blatt- und Fruchtreste aus dem untermiocänen Sandstein vom Nirmer Tunnel bieten ebenfalls nur eine beschränkte Anzahl verschiedener Pflanzen, nämlich Blätter von 4 Arten (*Quercus aizoon* H., *Laurus tristaniaefolia* Web., *Myrsinophyllum doryphora* Ung. sp. und *Sapotacites minor* Ung. sp.), die im Miocän verbreitet sind, ferner 1 Art (*Quercus Lyelli* H.), die bisher nur als eocän bekannt war; dazu kommen zwei neue Fruchtformen (*Carpolithes dactyliformis* und *C. burseraceus*), für die in lebenden tropischen bezw. subtropischen Pflanzen Analoga gefunden werden.

Ein weitaus größeres Interesse als die Fossilien der beiden genannten, unter A und C behandelten Fundorte, deren untermiocänes Alter nicht bestritten wird, nehmen die viel zahlreicheren verkohlten Pflanzenreste aus der Sandlinse in dem Braunkohlenflöze der auflässigen Grube Maria Theresia bei Herzogenrath in Anspruch, die im Abschnitt B beschrieben worden sind.

Wie in der Einleitung angeführt wurde, ist das Alter dieses Kohlenflözes zurzeit noch strittig. Es liegt daher nahe, eine Antwort auf diese Altersfrage in der Flora zu suchen, die in dem Flöze erhalten geblieben ist. Der Zufall brachte hier eine Anzahl von 66 Frucht- und Samenresten neben einigen wenigen Laub- und Stengelgebilden zur Ablagerung und Erhaltung.

So reichlich die Anzahl dieser meist außerordentlich wohlerhaltenen und in selten günstiger Weise einer Untersuchung zugänglichen Fruchtreste erscheinen mag, so repräsentieren sie naturgemäß doch nur die Spuren eines kleinen Teiles der Vegetation, die zur Zeit ihres Reifens die Aachener Gegend bedeckte.

Wenn wir fossile Pflanzen für die Bestimmung von Altershorizonten in tertiären Ablagerungen benutzen, so haben wir — Leitfossilien stehen unter ihnen als Führer nicht zur Verfügung — Vergleichungen zwischen einzelnen Lokalfloren anzustellen, und zwar nicht sowohl in Hinblick auf die Zahl übereinstimmender oder abweichender Formen, als vielmehr mit Rücksicht auf das Gesamtcharakterbild der verglichenen Floren.

Für solche Vergleiche bietet nun eine Flora wie die von Herzogenrath Schwierigkeiten von verschiedener Art; einmal handelt

es sich bei ihr fast ausschließlich um Überreste von Fruktifikationsorganen, während bei den allermeisten bekannten Tertiärfloren Blattreste die Hauptmenge der überlieferten Pflanzenfossilien darstellen, Fruchtreste dagegen in den Hintergrund treten; andererseits enthält die Liste der Herzogenrather Tertiärpflanzen nur einen kleinen Teil — etwa $^1/_5$ — an Formen, die bereits von anderen Fundpunkten bekannt sind und daher zum unmittelbaren Vergleich herangezogen werden können.

Die am Schlusse folgende Tabelle (S. 93) gibt einen Überblick der beschriebenen 66 verschiedenen, unterscheidbaren Pflanzen; 43 derselben ließen eine Deutung zu, 23 mußten als vorläufig nicht näher bestimmbar aufgeführt werden.

Von den bestimmbaren 43 Formen konnten 12 mit schon von anderwärts bekannten verglichen werden; von den 23 unbestimmbaren (*Carpolithes* sp.) sind 3 bereits früher beschrieben worden.

Die unbestimmbaren Arten müssen ihrer unsicheren systematischen Stellung wegen, wenn es sich um Feststellung des Florencharakters handelt, beiseite gelassen werden; von den 3 Formen, die auch anderwärts gefunden worden sind, entbehren eines besonderen Vergleichswertes 2 (*Carpolithes symplocoides* Heer und *C. Johnstrupii* Hartz), die aus dem Tertiär Grönlands bezw. Dänemarks bekannt sind; wichtiger ist, daß die dritte, *Carpolithes Fliegelii* n. sp., in der vorliegenden Abhandlung von Herzogenrath wie aus dem Untermiocän der Niederrheinischen Bucht beschrieben werden konnte.

Es blieben danach für die Bestimmung des Herzogenrather Florencharakters die 43 bestimmbaren Formen ausschlaggebend; von diesen entsprechen, wie erwähnt, 12 schon bekannten Arten; diese sind:

Pinus Laricio Thomasiana Goepp. sp.	(Oligocän bis Pliocän),
Sequoia Couttsiae Heer	(Eocän bis Miocän),
Taxodium distichum miocenicum Heer	(Eocän bis Pliocän),
Anona altenburgensis Ung.	(Miocän),
Prunus crassa Ludw. sp.	(Pliocän),
Folliculites kaltennordheimensis Zenk. sp.	(Miocän),
Zizyphus pistacina Stbg. sp.	(Miocän),

Elaeocarpus globulus Menz. (Miocän),
Nyssa ornithobroma Ung. (Miocän bis Pliocän),
Nyssa rugosa Web. (Miocän),
Andromeda protogaea Ung. (Oligocän bis Pliocän),
Diospyros vetusta Heer (Oligocän).

Es sind also 2 bereits im Eocän,
5 im Oligocän,
10 im Miocän und
5 im Pliocän
angetroffen worden.

Aber diese Arten sind für die Beurteilung des Vegetationscharakters nicht gleichwertig; ich möchte nur den drei Coniferen und den Resten von *Zizyphus*, *Andromeda* und *Diospyros* Bedeutung beimessen, und von diesen stellen 4 Pflanzen dar, die während fast der ganzen Tertiärzeit auftraten, während *Zizyphus pistacina* Stb. sp. bisher nur aus miocänen, *Diospyros vetusta* H. aus oligocänen Schichten beschrieben worden sind.

Auf diesem Wege also der unmittelbaren Vergleichung von gemeinsamen Planzenresten von Herzogenrath und anderen Fundorten lassen sich sichere Hinweise auf das miocäne oder pliocäne Alter des Herzogenrather Kohlenflözes nicht gewinnen.

Einen anderen Weg, der Altersbestimmung nahe zu kommen, bietet die Feststellung, inwieweit neben übereinstimmenden Arten etwa für die Herzogenrather Pflanzenreste korrespondierende Formen an anderen Fundorten von gesicherter Altersbestimmung bekannt sind.

Danach teilt das Braunkohlenflöz von Grube Maria Theresia mit miocänen Ablagerungen an identischen Arten 10, nämlich:

Pinus Laricio Thomasiana Goepp.,
Sequoia Couttsiae Heer,
Taxodium distichum miocenicum Heer,
Anona altenburgensis Ung.,
Folliculites kaltennordheimensis Zenk. sp.,
Zizyphus pistacina Stbg. sp.,
Elaeocarpus globulus Menz.,

Nyssa ornithobroma Ung.,
Nyssa rugosa Web.,
Andromeda protogaea Ung.

Von korrespondierenden, gleiche Vegetationsbedingungen voraussetzenden Pflanzen finden sich an verschiedenen miocänen Fundorten Mitteleuropas:

Arten von *Pinus*, *Picea*, *Ocotea*, *Prunus*, *Zygophyllum*, *Rhus*, *Evonymus*, *Elaeocarpus*, Myrtaceen, *Clethra*, *Diospyros*, *Olea*, Borraginaceen, Verbenaceen (14).

Mit pliocänen Fundorten teilt Herzogenrath an identischen Arten (5):

Pinus Laricio Thomasiana Goepp. sp.,
Taxodium distichum pliocenicum Kink.,
Prunus crassa Ludw. sp.,
Nyssa ornithobroma Ung.,
Andromeda protogaea Ung.

Von korrespondierenden Formen lassen sich den Herzogenrather Resten aus pliocänen Schichten an die Seite stellen:

Arten von *Pinus* (Maintal, Frankreich Italien),
Picea (Maintal),
Sequoia (Maintal, Frankreich, Italien),
Anona (Wiener Becken, Ungarn, Frankreich, Italien),
Ocotea (Wiener Becken, Frankreich, Italien),
Prunus (Maintal, Wiener Becken, Ungarn),
Zygophyllum (Frankreich),
Rhus (Wiener Becken, Italien),
Evonymus (Maintal, Italien),
Zizyphus (Maintal, Niederrhein, Wiener Becken, Frankreich),
Myrtaceen (Wiener Becken),
Andromeda (Wiener Becken, Frankreich, Italien),
Diospyros (Wiener Becken, Frankreich, Italien),
Olea (Italien) (14),

außerdem Arten von *Elaeocarpus* und *Clethra* aus dem Pliocän Japans.

Auch diese Vergleichsweise führt zu dem Ergebnisse, daß die Herzogenrather Flora in fast gleichem Maße zu miocänen wie zu pliocänen Floren in Beziehung gebracht werden kann.

Vergleicht man endlich die Herzogenrather Pflanzen mit den entsprechenden rezenten Arten und stellt deren Verbreitungsgebiete fest (vergl. die Übersicht am Schlusse, S. 93), so ergibt sich Folgendes:

Von den schon länger bekannten 12 Formen haben die jetzt lebenden Analoga ihre Heimatsgebiete:

Im Mittelmeergebiete, Südeuropa, Kleinasien	4
in Nordamerika	5
in Nordamerika und Ostasien	1
in den Tropen und Subtropen der Alten Welt	2

Den 31 neu beschriebenen Arten entsprechen lebende Arten:

Aus dem Mittelmeergebiet und von den canarischen Inseln	7
aus Mitteleuropa und Asien	1
aus Mittel- und Ostasien	6
aus Europa, Asien und Nordamerika	2
aus Ostasien und Nordamerika	1
aus Nordamerika	3
aus Australien und dem malayischen Gebiet	1
aus den Tropen und Subtropen der Alten Welt	7
aus den Tropen und Subtropen der Neuen Welt	2
aus den Tropen oder Subtropen der Alten und Neuen Welt	1

Insgesamt also bieten die 43 Herzogenrather bestimmten Reste

mitteleuropäisch-asiatische Formen	1
mediterrane und canarische Formen	11
ost- und mittelasiatische Formen	6
ostasiatische und nordamerikanische Formen	2
nordamerikanische Formen	8
extratropische Formen aus Eurasien oder Nordamerika	2

altweltliche tropische und subtropische Formen 9
australisch-malayische Formen 1
neuweltliche tropische und subtropische Formen 2
alt- und neuweltliche tropische und subtropische Formen 1

Es handelt sich demnach um ein Gemisch von 30 europäischen, mediterranen, mittel- und ostasiatischen und nordamerikanischen Formen mit 13 tropischen und subtropischen Formen der Alten und der Neuen Welt.

Bei der ersten Durchsicht des mir übergebenen Herzogenrather Fossilmateriales fielen mir zunächst die überwiegenden Vertreter der ersten dieser beiden Gruppen auf, denen ein pliocänes Gepräge zuzusprechen ist; ich hegte danach die Vermutung, es könne sich vielleicht um eine pliocäne Flora handeln[1]).

Nachdem mich aber die eingehende Untersuchung der Reste das Vorhandensein von tropischen und subtropischen Formen, die fast ein Drittel der Gesamtflora ausmachen, kennen lehrte, kann ich diese anfängliche Annahme nicht aufrecht erhalten.

Wennschon die pliocäne Pflanzenwelt ihre Wurzeln in den Floren der vorangegangenen Tertiärperioden hat, und wenn dementsprechend auch in verschiedenen pliocänen Lokalfloren einzelne Reste miocäner Pflanzen von tropischem oder subtropischem Charakter sich erhalten haben, so treten im allgemeinen und auch an weit südlicher gelegenen Fundorten des Pliocäns die Pflanzen warmer Gebiete gegenüber denen der gemäßigten Breiten in weit höherem Grade zurück, als es bei der Herzogenrather Flora der Fall ist.

Diese kann nicht als pliocän angesprochen werden, vielmehr entspricht ihre Zusammensetzung dem Charakter der untermiocänen Floren Mitteleuropas.

Neben ihrem Werte für die Beurteilung des Alters der sie einschließenden Ablagerungen kommt den Herzogenrather Pflanzenfossilien noch eine nicht unerhebliche botanische Bedeutung zu; ihre

[1]) Die Bemerkung in den Erläuterungen zu Blatt Herzogenrath der geologischen Karte von Preußen, S. 21 bezieht sich auf diese seinerzeit brieflich ausgesprochene vorläufige Angabe.

Erhaltung bedeutet infolge der Fülle von Fruchtresten, die anderwärts selten in so großer Anzahl und noch seltener in so günstigem, eine genaue botanische Untersuchung erlaubendem Zustande angetroffen wurden, eine hochwillkommene Bereicherung unserer Kenntnisse der Tertiärflora Deutschlands.

Übersicht der beschriebenen Pflanzen.

A. Aus dem Gebiete der Ville.

		Bisher bekannte geologische Verbreitung.	Rezente Analoga.
	Coniferae.		
1.	*Larix* sp.	—	*Larix* sp.
	Juglandaceae.		
2.	*Carya ventricosa* Strg. sp. . .	Oligocän-Pliocän	*Carya alba* Nutt. *Carya amara* Nutt. (Nordamerika).
3.	*Pterocarya castaneaefolia* Goepp. sp.	Miocän	*Pterocarya caucasica* Knth. (Asien).
	Anacardiaceae.		
4.	*Spondiaecarpum turbinatum* n. sp.	—	*Spondieae* (Westafrika, Maskarenen, Mexiko).
	Araliaceae.		
5.	*Araliaecarpum tertiarium* n. sp.	—	*Heteropanax* sp. (Ostindien). *Didymopanax* sp. (trop. Amerika).
	Rubiaceae.		
6.	*Rubiaceaecarpum multicarpellare* n. sp.	—	*Rubiaceae (Naucleeae, Guettardeae, Morindeae)* (Tropen).
	Incertae sedis.		
7.	*Carpolithes (Gardenia) Wetzleri* Heer sp. . . .	Eocän-Miocän	?
8.	» *Fliegelii* n. sp. . .	—	?
9.	» *scutellaris* n. sp. . .	—	?
10.	» *reniculus* Ludw. sp.	Pliocän	*Leguminosae?*
11.	» cf. *populinus* Heer	Miocän	*Salicaceae.*
12.	» sp.	—	?

B. Von der Grube Maria Theresia bei Herzogenrath.

		Bisher bekannte geologische Verbreitung.	Rezente Analoga.
	Coniferae.		
1.	*Pinus Laricio Thomasiana* Goepp. sp.	Oligocän-Pliocän	*Pinus Laricio* Poir. (Süd-Eur., Kl.-As.).
2.	*Pinus* sp.	—	*Pinus* sp.

3. *Tsuga europaea* n. sp.	—	*Tsuga canadensis* Carr. (Nordamerika).
4. *Picea* sp.	—	*Picea* sp.
5. *Sciadopitys tertiaria* n. sp. . .	—	*Sciadopitys verticillata* Sieb. et Zucc. (Japan).
6. *Sequoia Couttsiae* Heer . . .	Eocän-Miocän	*Sequoia gigantea* Torr. (Californien).
7. *Taxodium distichum miocenicum* Heer.	Eocän-Pliocän	*Taxodium distichum* Rich. (Nordamer.).
Anonaceae.		
8. *Anona (?) altenburgensis* Ung. .	Miocän	*Asimina triloba* Dun. (Nordamerika).
Lauraceae.		
9. *Ocotea rhenana* n. sp.	—	*Ocotea foetens* Baill. (Canar. Inseln).
Saxifragaceae.		
10. *Philadelphus tertiarius* n. sp. . .	—	*Philadelphus* sp. (Asien, Nordamerika).
11. *Saxifragaceaecarpum bifolliculare* n. sp.	—	*Saxifragacearum genera.*
Rosaceae.		
12. *Prunus crassa* Ludw. sp. . . .	Pliocän	*Prunus* sp. (Eurasien).
Zygophyllaceae.		
13. *Zygophyllum rhenanum* n. sp. .	—	*Zygophyllum Fontanesii* Webb et Berth. (Canar. Inseln).
14. *Guajacum quinquealatum* n. sp. .	—	*Guajacum sanctum* L. (Florida, Antillen).
15. *Balanitocarpum ovatum* n. sp. .	—	*Balanites aegyptica* Delile. (Ägypten).
Rutaceae.		
16. *Phellodendron europaeum* n. sp.	—	*Phellodendron japonicum* Max. (Japan).
17. *Ruta pusilla* n. sp.	—	*Ruta* sp. (Makaronesien, Mittelmeer-Gebiet, Ostsibirien).
Burseraceae.		
18. *Commiphora europaea* n. sp. . .	—	*Commiphora* sp. (Afrika, Vorderindien).
Meliaceae.		
19. *Meliaceaecarpum ligniticum* n. sp.	—	*Dysoxglum* sp. (Ind.-Malay.). *Guarea* sp. (trop. Amer., trop. Westafr.).
Anacardiaceae.		
20. *Rhus obliqua* n. sp.	—	*Rhus succedanea* L. (Ostasien), *Rhus venenata* DC. (Nordamerika).
21. cf. *Folliculites kaltennordheimensis* Zenk. sp.	Miocän	*Pistacia* sp. (Mediterran.).
Celastraceae.		
22. *Evonymus tertiaria* n. sp. . . .	—	*Evonymus radicans* Miq. (Japan), *Ev. patens* Rhed. (China), *Ev. grandiflora* Wall. (China, Himalaja).
23. *Evonymus germanica* n. sp. . .	—	*Ev. europaea* L. (Europa), *Ev. Maackii* Rupr. (Mandschurei).
Sapindaceae.		
24. *Euphoriaecarpum litchiforme* n. sp.	—	*Litchi chinensis* Sonn. (China).
Rhamnaceae.		
25. *Zizyphus pistacina* Strg. sp. .	Miocän	*Zizyphus* sp. (Ostas., Ind.-Malay. Gebiet, Australien, mediterran. Gebiet, trop. Südafrika, trop. Amerika).

	Elaeocarpaceae.		
26.	*Elaeocarpus Holzapfeli* n. sp. .	—	*Elaeocarpus* sp. (Vorderindien, Malay., Australien, Japan).
27.	*Elaeocarpus globulus* Menz. . .	Miocän	*El.* sp.
	Theaceae.		
28.	*Visnea germanica* n. sp. . . .	—	*Visnea mocanera* L. (Canar. Inseln).
	Cistaceae.		
29.	*Cistocarpum decemvalvulatum* n. sp.	—	*Cistus ladaniferus* L. (Mittelmeergebiet).
	Thymelaeaceae.		
30.	*Aquilaria germanica* n. sp. . .	—	*Aquilaria* sp. (Ind.-Malay. Geb., China).
	Myrtaceae.		
31.	*Leptospermocarpum herzogenrathense* n. sp.	—	*Leptospermoideae* (Austr., Malay. Gebiet).
	Combretaceae.		
32.	*Conocarpus tertiaria* n. sp. . .	—	*Conocarpus erecta* Jacq. (trop. Amer., Westafrika).
	Cornaceae.		
33.	*Nyssa ornithobroma* Ung. . . .	Miocän-Pliocän	*Nyssa* sp. (Nordamerika).
34.	» *rugosa* Weber	Miocän	*N. multiflora* Wangh. (Nordamerika).
35.	» sp.	—	*N. uniflora* Wangh. (Nordamerika).
	Clethraceae.		
36.	*Clethraecarpum asepalum* n. sp. .	—	*Clethra alnifolia* L. (Nordamerika).
	Ericaceae.		
37.	*Andromeda protogaea* Ung. . .	Oligocän-Pliocän	*Andromeda* sp. (Nordamer., Ostasien).
	Ebenaceae.		
38.	*Diospyros vestusta* Heer . . .	Oligocän	*Diospyros* sp. (Tropen und Subtropen der Alten und Neuen Welt).
39.	*Carpolithes diospyroides* n. sp. .	—	*Diospyros* sp.
	Oleaceae.		
40.	*Oleaecarpum germanicum* n. sp.	—	*Olea* sp. (mediterr. Gebiet, Kapland, Ostindien, Australien).
41.	*Nathusia rugosa* n. sp.	—	*Nathusia* sp. (Ostindien, Afrika).
	Borraginaceae.		
42.	*Ehretiaecarpum parvulum* n. sp.	—	*Ehretia* sp. (Tropen d. Alt. Welt, Westind.).
	Verbenaceae.		
43.	*Viticocarpum pusillum* n. sp. . .	—	*Viticeae* (Tropen u. Subtropen d. Alt. Welt).
	Incertae sedis.		
44.	*Carpolithes quinquangularis* n. sp.	—	*Pittosporaceae, Zygophyllaceae, Celastraceae, Theaceae.*
45.	» *quadrangularis* n. sp.	—	*Celastraceae, Rutaceae, Zygophyllaceae.*
46.	» *quinquesepalus* n. sp.	—	*Caryophyllaceae, Linaceae* u. a.
47.	» *convolvulaceus* n. sp.	—	*Convolvulus* sp.
48.	» *pyramidatus* n. sp. .	—	*Monocotyledoncae, Cistaceae, Polygonaceae?*
49.	» *baccatus* n. sp. . .	—	?

50.	*Carpolithes inaequilaterus* n. sp.	—	*Cornaceae, Oleaceae.*
51.	» *erythroxyloides* n. sp.	—	*Erythroxylaceae, Celastraceae.*
52.	» *rostellatus* n. sp.	—	*Zygophyllaceae, Burseraceae, Simarubaceae.*
53.	» *octosulcatus* n. sp.	—	*Rutaceae.*
54.	» *symplocoides* Heer	Miocän	*Symplocos* sp., *Santalaceae, Nyctaginaceae.*
55.	» *terebinthinoides* n. sp.	—	*Pistacia Terebinthus* L. (Mittelmeergeb.).
56.	» *Fliegelii* n. sp.	Miocän	?
57.	» *complanatus* n. sp.	—	*Euphorbiaceae, Pterospermum* sp.
58.	» *lawsonioides* n. sp.	—	*Lawsonia inermis* L. (Ostafrika, Ostindien, Nordaustralien).
59.	» cf. *Johnstrupi* Hartz	?	?
60.	» *clavatus* n. sp.	—	?
61.	» *apiculatus* n. sp.	—	?
62.	» *tuberculatus* n. sp.	—	?
63.	*Calycites cinnamomeus* n. sp.	—	*Cinnamomum* sp.
64.	» *pateraeformis* n. sp.	—	*Lauraceae, Nyctaginaceae, Borraginaceae.*
65.	» *verbenaceus* n. sp.	—	*Verbenaceae.*
66.	» *quinquesepalus* n. sp.	—	?

C. Von Nirm.

		Bisher bekannte geologische Verbreitung.	Rezente Analoga.
1.	*Quercus Lyelli* Heer	Eocän	*Quercus* sp.
2.	» *aizoon* Heer	Miocän	*Qu. germana* Schiede (Mexiko).
3.	*Laurus tristaniaefolia* Web.	»	*Lindera lanceolata* Miq. (Südost-Asien)
4.	*Myrsinophyllum doryphora* Ung. sp.	»	*Myrsine* sp.?
5.	*Sapotacites minor* Ung. sp.	»	*Sapotacearum gen., Pittosporum* sp.?
6.	*Carpolithes dactyliformis* n. sp.	—	*Phoenix* sp. (Afrika, Südasien).
7.	» *burseraceus* n. sp.	—	*Bursera* sp. (Zentralamerika), *Commiphora* sp. (trop. u. subtrop. Afrika Vorderindien).

Alphabetisches Verzeichnis.

NB. Die beschriebenen Arten sind mit einem Stern (*) versehen; die übrigen Namen sind Synonyme oder wurden zu Vergleichen herangezogen.

	Seite		Seite
Amygdalus persicoides Ung.	46	*Anona elliptica* Ung.	29
Andromeda Goepperti Conw.	57	» *Morloti* Ung.	29
» *narbonnensis* Sap.	57	**Aquilaria germanica* n. sp.	50
* » *protogaea* Ung.	56	*Aralia discoidea* Sap.	10
**Anona altenburgensis* Ung.	28	**Araliaecarpum tertiarium* n. sp.	9
» *cacaoides* Zenk. sp.	29	*Baccites cacaoides* Zenk.	29
» *devonica* Heer	29	**Balanitocarpum ovatum* n. sp.	36

	Seite
Bumelia expansa Sap.	83
» *minor* Ung.	82
» *Oreadum* Ung.	83
» *subspathulata* Sap.	83
Calycanthus Braunii Bgt.	12
* *Calycites cinnamomeus* n. sp.	75
* » *pateraeformis* n. sp.	76
* » *quinquesepalus* n. sp.	77
* » *verbenaceus* n. sp.	76
* *Carpolithes apiculatus* n. sp.	75
* » *baccatus* n. sp.	67
» *Boveyanus* Heer	73
* » *burseraceus* n. sp.	84
* » *clavatus* n. sp.	74
* » *complanatus* n. sp.	72
* » *convolvulaceus* n. sp.	65
* » *dactyliformis* n. sp.	83
* » *diospyroides* n. sp.	59
* » *erythroxyloides* n. sp.	69
* » *Fliegelii* n. sp. 16,	75
* » *globulus* Heer	73
» *Hafniensis* Hartz	9
* » *inaequilaterus* n. sp.	68
* » cf. *Johnstrupii* Hartz	73
* » *Lawsonioides* n. sp.	72
» *nyssoides* Hartz	46
* » *octosulcatus* n. sp.	70
» *pistacinus* Stbg.	44
» *pomarius* Schloth.	12
* » *populinus* Heer	20
* » *pyramidatus* n. sp.	66
* » *quadrangularis* n. sp.	64
* » *quinquangularis* n. sp.	63
* » *quinquesepalus* n. sp.	65
* » *reniculus* Ludw.	19
» *reniformis* Fritzsch.	19
» *rhoideus* Menz.	40
* » *rostellatus* n. sp.	69
* » *scutellaris* n. sp.	18
» *sphaerula* Heer	73
* » *symplocoides* Heer	70
* » *terebinthinoides* n. sp.	71
* » *tuberculatus* n. sp.	75
* » *Wetzleri* Heer sp.	12
Carya pusilla Ung.	5
* » *ventricosa* Stbg.	5

	Seite
Cerasus crassa Ludw.	34
Clethra Berendtii Conw.	56
* *Clethraecarpum asepalum* n. sp.	55
Cistinocarpum Roemeri Conw.	50
* *Cistocarpum decemvalvulatum* n. sp.	49
Cistus Beckeranus Ludw.	50
» *rostratus* Ludw.	50
* *Commiphora europaea* n. sp.	38
* *Conocarpus tertiaria* n. sp.	53
Cytisus reniculus Ludw.	19
* *Diospyros vetusta* Heer	59
Echitonium obovatum Ung.	82
* *Ehretiaecarpum parvulum* n. sp.	61
Elaeocarpus Albrechti Heer	47
* » *globulus* Menz.	47
* » *Holzapfeli* n. sp.	46
* *Euphoriaecarpum litchiforme* n. sp.	43
Evonymus amissus Heer 42,	65
* » *germanica* n. sp.	42
» *moskenbergensis* Ett.	42
» *radobojana* Ett.	42
* » *tertiaria* n. sp.	41
Folliculites carinatus Nehring sp.	40
* » *kaltennordheimensis* Zenk.	40
Gardenia pomaria Schloth. sp.	12
» *Wetzleri* Heer	12
* *Guajacum quinquealatum* n. sp.	35
Hedera Philiberti Sap.	39
Juglandites ventricosus Stbg.	5
* *Larix* sp.	4
» *europaea* L. *fossilis* Geyl. et Kink.	5
Laurus belenensis Wat.	79
» *canariensis* Webb *pliocenica* Sap. et Mar.	80
» *Lalages* Ung.	79
» *larguensis* Sap.	79
» *ocoteaefolia* Ett.	79
* » *tristaniaefolia* Web.	79
Lauri calyx Web.	76
Lawsonia europaea Ett.	73
Leptospermites crassifragmus Schmalh.	52
» *spicatus* Schmalh.	52

	Seite
**Leptospermocarpum herzogenrathense* n. sp.	51
Linociera dubia Ung.	68
Livistona Geinitzi Eghd.	17
**Meliaceaecarpum ligniticum* n. sp.	39
Morinda Brongniarti Crié	11
Myrsine Centaurorum Ung.	80
» *doryphora* Ung.	80
» *dubia* Friedr.	81
**Myrsinophyllum doryphora* Ung. sp.	80
**Nathusia rugosa* n. sp.	61
**Nyssa ornithobroma* Ung.	54
* » *rugosa* Web.	54
* » sp.	55
» *Vertumni* Ung.	54
Nyssites ornithobromus Enghd. et Kink.	54
**Ocotea rhenana* n. sp.	30
**Oleaecarpum germanicum* n. sp.	60
Oreodaphne Heerii Gaud.	31
Panax circularis Heer	10
» *cretacea* Heer	10
Passiflora Braunii Ludw.	12
» *pomaria* Poppe	12
Peucedanites circularis Heer	10
» *orbiculatus* Heer	10
**Phellodendron europaeum* n. sp.	37
**Philadelphus tertiarius* n. sp.	31
Phoenix borealis Friedr.	84
» *Eichleri* Conw.	84
» *spectabilis* Ung.	84
**Picea* sp.	22
Pinites Thomasianus Goepp.	21
Pinus abies latisquamosa Ludw.	23
» *Crameri* Heer	26
» *Heisseana* Fritzsch	23
* » *Laricio Thomasiana* Goepp. sp.	25
» *Larix francofurtensis* Ludw.	5
» » *gracilis* Ludw.	5
» » *sphaeroides* Ludw.	5
» *Mac Clurii* Heer	23
* » sp.	22
Pistacia Mettenii Ung.	9
Pittosporum cuneifolium Ung.	82
» *pannonicum* Ung.	82
Pittosporum Putterliki Ung.	82
» *Stedtense* Friedr.	82
Prunus acuminata Ludw.	35
» *avium* L. *fossilis* Engelh. et Kink.	35
* » *crassa* Ludw. sp.	34
» *tenuis* Ludw.	35
**Pterocarya castaneaefolia* Goepp. sp.	6
**Quercus aizoon* Heer	78
» *chlorophylla* Ung.	82
» *daphnophyllum* Ett.	79
» *elaena* Ung.	79
* » *Lyelli* Heer	78
» *nereifolia* A. Br.	79
Rhus anceps Heer	40
* » *obliqua* n. sp.	40
» *sagoriana* Ett.	40
» *stygia* Ung.	40
Rhytidotheca	39
**Rubiaceaecarpum multicarpellare* n. sp.	10
**Ruta pusilla* n. sp.	38
**Sapotacites minor* Ung.	82
**Saxifragaceaecarpum bifolliculare* n. sp.	32
Sciadopitys glaucescens Goepp.	26
» *linearis* Goepp.	26
* » *tertiaria* n. sp.	23
**Sequoia Couttsiae* Heer	26
Spondiaecarpum dubium Lang.	9
* » *turbinatum* n. sp.	6
Steinhauera subglobosa Presl	11
Symplocos gregaria Ung.	71
» *sotzkiana* Ung.	71
Syncarpites ovalis Schmalh.	12
Taxodites dubius Sternb.	27
**Taxodium distichum miocenicum* Heer	27
Trapa globosa Ludw.	8
Tristanites cloeziaeformis Sap.	52
**Tsuga europaea* n. sp.	22
» *Heerii* Gard.	23
**Visnea germanica* n. sp.	48
**Viticocarpum pusillum* n. sp.	62
**Zizyphus pistacina* Stbg. sp.	44
**Zygophyllum rhenanum* n. sp.	35

Dresden, den 12. August 1912.

Neue Arten aus dem Clymenienkalk von Ebersdorf in Schlesien.

Von Herrn **Carl Renz** in Breslau.

Hierzu Tafel 8.

Das Ebersdorfer Clymenienkalk-Vorkommen gehört mit zu den am längsten bekannten Aufschlüssen der Clymenienkalke. Obwohl schon Generationen diesen Fundort ausgebeutet haben, findet sich doch immer noch Neues.

Im Folgenden sollen einige neue Ammoneen-Arten der Ebersdorfer Clymenienkalke beschrieben werden, die ich teils im Laufe der letzten Jahre selbst gesammelt, teils aus den reichen Schätzen des Breslauer Universitäts-Museums zur Bearbeitung erhalten habe.

Es handelt sich um folgende acht teils neue, teils von Ebersdorf noch nicht bekannte Arten und Varietäten, nämlich:

Glatziella Helenae Renz
» *Minervae* Renz
» *Pasquayi* Renz
» *glaucopis* Renz
Oxyclymenia striata Münstfr var. *silesiaca* Renz
» *ornata* Münster var. *sudetica* Renz
Genuclymenia hexagona Wedekind
Praeglyphioceras cf. *moravicum* Rzehak.

Bis vor kurzem war das Ebersdorfer Clymenienkalk-Vorkommen das einzige seiner Art in Schlesien; unlängst hat G. Gürich

noch einen zweiten Aufschluß im Flußbett der Polsnitz oberhalb Freiburg (Schlesien) entdeckt.

Die hier beschriebenen Arten und Varietäten stammen ausnahmslos aus den Ebersdorfer Clymenienkalken.

Neben einem zweifelhaften *Praeglyphioceras moravicum* Rzehak, einer grobrippigen Abart von *Oxyclymenia striata* Münster, einer ausgeprägter skulpturierten *Oxyclymenia ornata* Münster und einer sicher bestimmbaren *Genuclymenia hexagona* Wedekind beanspruchen besonders die 4 neuen Glatziellen Interesse und zeigen, daß auch der Formenreichtum der oberdevonischen Ammoneen noch lange nicht erschöpft sein dürfte.

Die generische Stellung meiner vier neuen Arten:

Glatziella Helenae Renz
» *Minervae* Renz
» *Pasquayi* Renz
» *glaucopis* Renz

ist allerdings noch recht problematischer Natur, da bei keinem meiner Stücke der Verlauf der Lobenlinie und die Sipholage zu eruieren war.

Meine neuen Arten schließen sich unter den bisher bekannten Gattungen und Spezies zweifellos an *Clymenia solarioides* Frech (non v. Buch) an[1]) und bilden mit ihr zusammen eine besondere, von mir als *Glatziella* bezeichnete Gruppe, deren Abstammungsverhältnisse allerdings noch nicht geklärt sind.

Das besagte Frech'sche Original wurde bisher zu den Clymenien gerechnet. Auf Grund der nunmehrigen Neubearbeitung ist das Original Frech's als Varietät meiner neuen Art *Glatziella Helenae* zu betrachten.

Würde die Gruppe *Glatziella*, wie dies die früheren Autoren bei *Clymenia solarioides* Frech (non v. Buch) = *Glatziella Helenae* Renz var. *silesiaca* Renz annahmen, zu den Clymenien gehören, so könnten sich ihre Angehörigen unter Berücksichtigung verschie-

[1]) F. Frech, Über devonische Ammoneen. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. Bd. 14, S. 43, Taf. 3, Fig. 4a u. 4b.

dener Modifikationen entweder an die Oxyclymenien[1]) anschließen, oder sie könnten sich nach Art der spontanen Entstehung von *Oxyclymenia bisulcata* MÜNSTER aus *Oxyclymenia undulata* MÜNSTER aus einer der gerippten Formen der Clymenienfamilie entwickelt haben.

Möglicherweise reihen sich aber nur meine unskulpturierten Formen (*G. glaucopis*) den Oxyclymenien an, während sich die gerippten Arten unabhängig hiervon, jedoch mit gleicher Variationstendenz von einer der zunächst in Betracht kommenden gerippten Clymenien abzweigen. Eine derartige Stammesverwandtschaft würde indessen eine weitere Teilung der neuen Gruppe *Glatziella* erfordern.

In allen diesen Fällen würde die Entstehung meiner neuen Arten einschl. der *Clymenia solarioides* FRECH (non v. BUCH) auf eine explosive oder spontane Artbildung zurückzuführen sein. Die neuen Arten der Gruppe *Glatziella* könnten aber auch lediglich die direkte Weiterentwicklung eines etwas älteren Clymenientypus darstellen. Als Vorläufer käme hierfür vielleicht die kürzlich von WEDEKIND beschriebene *Clymenia Philippsi* WEDEKIND in Frage. Ebenso erinnert auch *Genuclymenia hexagona* WEDEKIND in mancher Hinsicht an meine neuen Arten. Die beiden Arten WEDEKIND's sind bis jetzt aus dem Oberdevon des Enkeberges bei Brilon und zwar aus den Schichten mit *Prolobites delphinus* bekannt. Die letztere Art geht indessen auch unverändert höher und wurde neuerdings in den oberen Clymenienkalken von Ebersdorf ermittelt.

Andererseits besitzen die neuen Arten in der Form ihres Gehäuses und ihres Externteils große Ähnlichkeit mit einigen älteren Gephyroceraten (wie *Gephyroceras [Manticoceras] retrorsum* v. BUCH var. *tripartita* SANDBERG. und *Gephyroceras [Manticoceras] tuberculatum* HOLZ.), so daß man bei vorausgesetzter Lobengleichheit und übereinstimmender Siphonlage meiner neuen Spezies an

[1]) An *Oxyclymenia undulata* MÜNSTER bezw. *Oxyclymenia ornata* MÜNSTER oder deren explosive Varietäten *Oxyclymenia bisulcata* MÜNSTER bezw. eine in gleicher Weise differenzierte *Oxyclymenia ornata*.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

eine direkte Stammesverwandtschaft denken und die letzteren als Nachkommen der angeführten Gephyroceraten-Arten deuten könnte.

Äußere Ähnlichkeit zeigen auch manche Tornoceraten (z. B. *Tornoceras auris* Quenst.).

Bis zu erlangter Kenntnis der Lobatur und Sipholage meiner neuen Arten ist daher ihre Vereinigung in einer Gruppe *Glatziella* und deren Angliederung an die Clymenien nur als provisorisch zu betrachten.

Falls es sich bei den neuen Typen lediglich um die oberdevonische Nachkommenschaft der im Unteren Oberdevon allgemeiner verbreiteten Gephyroceraten oder einer der noch in Betracht kommenden etwas älteren Clymenien handeln würde, wäre wohl, namentlich im ersteren Falle, ihre weitere geographische Verbreitung zu erwarten. Die hier beschriebenen neuen, vorläufig in einer Gruppe *Glatziella* vereinigten Arten und die in dieselbe Sektion gehörige *Clymenia solarioides* Frech (non v. Buch) = *Glatziella Helenae* Renz var. *silesiaca* Renz fehlen aber bis jetzt in den altersgleichen Ablagerungen des Fichtelgebirges, von Cabrières, Brünn usw. Nur aus den Clymenienkalken der karnischen Alpen ist noch von M. Gortani unter dem Namen einer *Cyrtoclymenia angustiseptata* Gortani (non Münster) eine Art abgebildet worden, die vermutlich meiner *Glatziella Minervae* als Varietät anzugliedern ist. Soweit unsere heutige Kenntnis reicht, handelt es sich daher bei *Glatziella* um eine Gruppe, deren Angehörige in erster Linie im Ebersdorfer Oberdevon auftreten. Ihrer Lebensweise nach waren es wohl kleine Grundbewohner, die nicht weiter flottierten. Es handelt sich jedenfalls um eine wenig lebenskräftige, nur kurz existierende Formengruppe.

Die allgemeinen geographischen Veränderungen zur oberen Devonzeit und die Vertiefung der europäischen Devonmeere hat zweifellos, wie auch schon F. Frech betonte, eine sprunghafte Artbildung und Differenzierung der oberdevonischen Ammoneen begünstigt.

Die stratigraphische Stellung der Ebersdorfer Clymenien-

kalke und ihre Lagerungsverhältnisse sind schon ausgiebig erörtert worden, eine nochmalige Darstellung erübrigt sich somit im Hinblick auf die allgemein bekannten Arbeiten über dieses Gebiet.

Ich hätte daher nur noch Herrn Professor F. Frech für die Überlassung des Materials, soweit es sich im Breslauer Museum befindet, sowie Herrn Geheimrat W. Branca in Berlin und Herrn Prof. J. Pompeckj in Göttingen für Übersendung von Vergleichsstücken auch an dieser Stelle meinen besten Dank auszusprechen.

Gruppe Glatziella Renz.

Glatziella Helenae Renz (nov. spec.).

Taf. 8, Fig. 3 und 3a.

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, schließen sich meine neuen, vorläufig einmal in der Gruppe *Glatziella* vereinten Formen eng an *Clymenia solarioides* Frech (non v. Buch) an, und zwar steht unter ihnen gerade meine *Glatziella Helenae* dem Original Frech's besonders nahe.

Clymenia solarioides Frech (non v. Buch) ist in der Frech'schen Clymenien-Monographie beschrieben und abgebildet (vergl. F. Frech, Über devonische Ammoneen. Beiträge zur Paläontol. und Geol. Österreich-Ungarns und des Orients, Bd. 14, S. 43, Taf. 3, Fig. 4a und b. Wien 1902). Die Abbildungen der *Clymenia solarioides* von v. Buch und Frech geben nämlich zwei ganz verschiedene Individuen wieder.

v. Buch lagen bei Creierung seines *Goniatites solarioides* zwei Stücke vor. Die beiden Stücke befinden sich heute im Berliner Museum. Das eine, kleinere dieser Stücke wurde von v. Buch in Fig. V seiner diesbezüglichen Abhandlung beschrieben und in erheblicher Vergrößerung abgebildet[1]). Das Original dieser Fig. V stellt somit den Typus der *Clymenia solarioides* v. Buch dar.

Nach diesem v. Buch'schen Originaltypus hat E. Tietze[2])

[1]) Über Goniatiten und Clymenien in Schlesien. Berlin 1839. Fig. V, S. 9.

[2]) E. Tietze, Über die devonischen Schichten von Ebersdorf. Cassel 1870. Taf. I, Fig. 13, S. 34.

seine von ihm aus den Clymenienkalken von Ebersdorf abgebildeten Stücke bestimmt. Die letzteren liegen im Breslauer Universitätsmuseum. Ein weiteres, gleichfalls von Ebersdorf stammendes Stück besitzt das Göttinger Museum.

Der einzige Unterschied zwischen den Göttinger und Breslauer Exemplaren von *Clymenia solarioides* und dem v. Buch'schen Original liegt in der etwas zarteren Berippung des letzteren. Die flache, sehr evolute Form und der abgeflachte Rücken bleiben sich bei allen Exemplaren gleich. Es handelt sich jedenfalls um Formen, die der gröber gerippten und involuteren *Clymenia acuticostata* Braun (= *Clymenia aegoceras* Frech) sehr nahe stehen. Ferner erinnert der ganze Charakter der mir vorliegenden Exemplare der *Clymenia solarioides* v. Buch außerordentlich an die merkwürdigen Dreiecksformen der *Clymenia paradoxa* Münster, abgesehen natürlich von der anormalen Einrollung der letzteren; Evolution, Rücken, Querschnitt der Windungen und Berippung sind jedenfalls vollkommen übereinstimmend. Ich fasse daher das Originalexemplar von *Clymenia solarioides* v. Buch (mit eingeschlossen das Original von Tietze und das Göttinger Stück) als Stammform von *Clymenia paradoxa* Münster auf und betrachte die letztere als explosive Varietät der ersteren.

Die Tietze'schen Originale von *Clymenia solarioides* und *Clymenia paradoxa* liegen in einem Handstück des roten Clymenienkalkes direkt nebeneinander. In dem Göttinger Clymenienkalkstück, das gleichfalls aus Ebersdorf stammt, finden sich zwei größere ausgesprochene Dreiecksformen von *Clymenia paradoxa* und eine sonst mit *Clymenia solarioides* v. Buch vollständig übereinstimmende Form, die sich bereits im Anfangsstadium der dreieckigen Einrollung befindet. Die inneren Windungen dieses Stückes sind noch in vollständiger Rundung spiral aufgerollt; die äußeren Windungen sind nicht mehr ganz gerundet und zeigen bereits den Beginn der Eckenbildung. Der Rücken aller dieser Formen ist flach oder flach gerundet, wie es auch die Münster'sche Originalabbildung von *Clymenia paradoxa* veranschaulicht.

Hyatt zog das v. Buch'sche Original von *Clymenia solarioides* zu seiner Gattung *Cycloclymenia*, die sich aber wohl, wie so

manche andere Gattung dieses Autors, kaum aufrecht erhalten lassen wird.

Eine etwas feiner skulpturierte goniatitische Konvergenzform dieser *Clymenia solarioides* v. Buch s. str. ist das unberippte *Phenacoceras planorbiforme* Münster.

Ganz anders verhält es sich jedoch mit dem zweiten der beiden in Berlin liegenden v. Buch'schen Exemplare von *Clymenia solarioides*.

Dieses Stück wurde zwar von v. Buch gleichfalls als *Goniatites solarioides* aufgefaßt, aber nicht abgebildet.

Dieses zweite, von v. Buch nicht abgebildete Exemplar wurde von F. Frech neu präpariert, wobei der Rücken mit dem scharfen Kielband zum Vorschein kam, und in seiner bereits zitierten Clymenienarbeit irrtümlich als Original der v. Buch'schen Fig. V bezeichnet und unter dem Namen einer *Clymenia solarioides* v. Buch abgebildet.

Dieses Frech'sche Original ist aber von dem Original der *Clymenia solarioides* von v. Buch gänzlich verschieden.

Dagegen beweist ein direkter Vergleich des Frech'schen (nicht v. Buch'schen) Originales mit meiner neuen *Glatziella Helenae*, daß die beiden Stücke jedenfalls ein und derselben Gattung angehören und sich auch spezifisch sehr nahe stehen. Das Frech'sche Original ist nur flacher. Eine der *G. Helenae* ähnliche Berippung war ursprünglich scheinbar vorhanden, die Seitenfläche des ersteren Stückes ist aber abgerieben oder abgewittert. Der Rücken des Frech'schen Originales, der von diesem Autor, wie gesagt, erst herauspräpariert wurde, zeigt abgesehen von einigen minimalen Verschiedenheiten die gleiche Ausbildung. Ich betrachte daher das betreffende Original Frech's nicht als *Clymenia solarioides*, sondern als Varietät meiner *Glatziella Helenae* und bezeichne diese Varietät als var. *silesiaca*.

Das gemeinsame Hauptmerkmal, das das Frech'sche Original von *Clymenia solarioides* = *Glatziella Helenae* Renz var. *silesiaca* Renz mit meinen vier neuen Spezies verbindet, ist die kielartige, scharfkantig abgesetzte Vorwölbung der Außenseite, oder das den Rücken reifartig umgebende Kielband, wie ich diese Ausbildungs-

form der Externseite in Kürze nennen. Dieses Merkmal kehrt außerdem, wenn auch nicht in ganz so starkem Maße, bei *Oxyclymenia bisulcata* Münster wieder und ist hier als explosive Differenzierung der *Oxyclymenia undulata* zu deuten. Die gleiche Erscheinung ist ferner bei einigen von Gümbel[1]) dargestellten Typen von *Oxyclymenia ornata* Münster zu beobachten.

Jedenfalls bilden meine neuen Arten inkl. der *Clymenia solarioides* Frech (non v. Buch) = *Glatziella Helenae* Renz var. *silesiaca* Renz eine Gruppe für sich, wobei es zunächst dahingestellt bleiben muß, ob *Oxyclymenia bisulcata* bezw. die entsprechend differenzierte Abart von *Oxyclymenia ornata* bei den Oxyclymenien zu belassen, oder in die neue Gruppe einzubeziehen sind. Die eventuelle Zuteilung hängt von der Entwicklung der Lobatur und der Sipholage meiner neuen Arten ab.

Da die Hyatt'sche Gattung *Cycloclymenia* auf dem v. Buch-schen Original von *Clymenia solarioides* v. Buch beruht, kann der Hyatt'sche Name natürlich nicht für meine neue Gruppe übernommen werden, ich wählte hierfür als neuen Gruppennamen die Bezeichnung *Glatziella*.

Ein indifferenter Name ist auch angebrachter, weil es überhaupt noch nicht feststeht, ob die neue Gruppe wirklich an die Clymenien anzugliedern ist. Dieser Gruppennamen würde dann nach genauer Kenntnis der Abstammungsverhältnisse der in der Gruppe *Glatziella* vereinigten Arten entweder als Genus- oder Subgenusnamen weiter zu verwenden sein.

Bei meinen neuen Arten lassen sich leider Suturverlauf und Sipholage ebensowenig erkennen wie bei *Clymenia solarioides* Frech (non v. Buch) = *Glatziella Helenae* Renz var. *silesiaca* Renz.

Für die Angliederung an eine oder die andere äußerlich ähnliche Gattung oder Art wären folgende Fälle in Berücksichtigung zu ziehen:

---

[1]) C. W. Gümbel, Über Clymenien aus den Übergangsgebilden des Fichtelgebirges. Palaeontographica Bd. 11, Taf. 18, Fig. 9, 10 (*Clymenia striata* var. *ornata* Münster). — Vergl. ferner Graf Münster, Beiträge zur Petrefaktenkunde I, Taf. 2, Fig. 7. Die in Breslau liegenden Ebersdorfer Exemplare haben einen einfach gerundeten Rücken.

1. Interne Lage des Siphos und Zugehörigkeit zu den Clymenien, wie dies für *Clymenia solarioides* FRECH (non v. BUCH) = *Glatziella Helenae* RENZ var. *silesiaca* RENZ von früheren Autoren angenommen wurde.

Hierbei wären mehrere Möglichkeiten ins Auge zu fassen.

Der charakteristischen Ausbildung des Rückens nach könnten sich meine neuen Arten in einer geschlossenen Gruppe an die Oxyclymenien angliedern. Es wären hierbei als Modalitäten denkbar erstens eine Angliederung an die bereits in gleicher Weise differenzierten Abarten von *Oxyclymenia undulata*, (d. h. an *Oxyclymenia bisulcata*) bezw. an *Oxyclymenia ornata* (eventuell auch an beide zusammen), zweitens die Abstammung aus derselben Wurzel, d. h. als Seitenzweige hierzu. Hierbei erhebt sich noch die bereits gestellte Frage, ob man *Oxyclymenia bisulcata* bezw. die in gleicher Weise differenzierte *Oxyclymenia ornata* als Anfangsglieder zu der Gruppe *Glatziella* hinzuziehen soll, oder nicht. Sie würden in dem ersteren Fall die Mittelformen zwischen *Oxyclymenia undulata* bezw. *O. ornata* (mit rundem Rücken) und meinen neuen Arten bilden. Das Rückenband entwickelt sich bei *Oxyclymenia bisulcata* als spontanes Artmerkmal erst im Alter. Voraussetzung für eine derartige Stammeskonstruktion wäre natürlich auch die beiderseitige Übereinstimmung der Lobatur und Sipholage.

Andererseits könnten sich meine neuen Arten mit derselben Entwicklungstendenz von einer der gerippten Clymenien als explosive Varietäten abzweigen. Sie stünden dann in einem ähnlichen Verhältnis zu den entsprechenden skulpturierten Clymenientypen wie *Oxyclymenia bisulcata* zu *Oxyclymenia undulata*.

Hierfür kämen *Clymenia annulata* MÜNSTER[1]), *Clymenia acuticostata* BRAUN (= *Clymenia aegoceras* FRECH) und vor allem auch *Clymenia solarioides* v. BUCH s. str. in Betracht.

Da meine Gruppe *Glatziella* in der vorläufig angenommenen Begrenzung glatte und skulpturierte Typen umfaßt, würde den

[1]) Vergl. den Rücken einer bei A. RZEHAK abgebildeten *Clymenia annulata* aus dem Brünner Clymenienkalk. Zeitschr. des Mährischen Landesmuseums, Brünn 1910. Bd. X, Taf. II, Fig. 2b.

Skulpturmerkmalen in diesem Falle nur eine untergeordnete Bedeutung zukommen. Nach der Gattungsgliederung von F. Frech treten innerhalb einer gleichen Clymeniengattung (*Clymenia* s. str.) ebenfalls glatte und gerippte Typen (Nebenformen) auf.

Sollten aber eventuell meine glatten Typen (*Glatziella glaucopis* Renz) von den Oxyclymenien und meine skulpturierten Formen (*G. Helenae*, *G. Pasquayi*, *G. Minervae*) von einer der gerippten in Betracht kommenden Clymenien abstammen, so wäre meine Gruppe *Glatziella* abermals zu teilen, da dann ja auch noch die trennenden Merkmale der Stammformen hinzukommen würden.

Spontane Entwicklungsvorgänge gleicher Tendenz könnten immerhin bei mehreren Zweigen der Clymenienfamilie gleichzeitig eingetreten sein. Beobachtet man doch sogar bei oberdevonischen Ammoneen, die sich viel ferner stehen, explosive Wachstumserscheinungen gleicher Art. So kennen wir von den Aganiden Dreiecksformen (*Aganides paradoxus* Tietze, *Aganides subtriangularis* Frech, *Aganides distortus* Tietze), wie von den Clymenien (*Clymenia paradoxa* Münster).

Die bisher betrachteten Fälle setzen in erster Linie eine spontane Artbildung voraus nach Art der einseitigen Differenzierung bei *Oxyclymenia undulata* und der hieraus resultierenden *Oxyclymenia bisulcata*.

Es könnte aber ferner auch die direkte Abstammung meiner neuen Arten von einer älteren Clymenienart in Frage kommen. Ich habe hierbei, wie bereits in der Einleitung angedeutet, u. a. die von Wedekind aus dem Oberdevon des Enkeberges beschriebene *Clymenia Philippsi* Wedekind im Auge[1]). Nach Skulptur und Ausbildung der Externseite könnte diese Art immerhin als Vorläufer meiner neuen Arten in Betracht kommen. Nach Wedekind's Beschreibung und Abbildung wird die schmale, kurz gerundete Externseite jederseits von zwei flachen Furchen begrenzt.

[1]) R. Wedekind, Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevon am Enkeberge. Neues Jahrb. für Min. usw., Beil.-Bd. XXVI, S. 612, Taf. 39, Fig. 26 und Taf. 43, Fig. 6, sowie S. 619, Taf. 43, Fig. 7, 7a.

Clymenia Philippsi WEDEKIND tritt bereits in den Schichten mit *Prolobites delphinus* auf. Zusammen mit ihr kommt auch die jetzt bei Ebersdorf wiedergefundene *Genuclymenia hexagona* WEDEKIND vor. Auch diese unverändert höher gehende Art erinnert in Form und Skulptur an die neuen Arten. Diese beiden hier angegebenen Arten tragen jedenfalls bereits Merkmale an sich, deren Weiterentwicklung und besonderes Hervortreten zu den bei *Glatziella* bemerkten Erscheinungen führen könnten. Eventuell gehen auch die verschiedenen Typen auf eine gemeinsame Wurzel zurück.

Die Äquivalente der Enkeberger Schichten mit *Prolobites delphinus* stecken bei Ebersdorf in den cephalopodenfreien bläulichgrauen Hauptkalken, die auch noch die Nehdener Zone mit einschließen dürften, während die oberen roten Clymenienkalke der Gonioclymenien-Zone angehören.

2. Externe Lage des Siphos.

Hierbei stünde zunächst der weitere, bereits auch in der Einleitung berührte Fall, nämlich die Abstammung von *Gephyroceras* oder vielmehr *Manticoceras* (eventuell auch *Tornoceras*) in Frage, falls sich nicht überhaupt eine zur Zeit ganz unabhängige Gattung ergeben würde.

Bei den meinen vier Arten äußerlich nahestehenden Gephyroceraten käme zunächst *Goniatites bisulcatus* ROEMER aus dem Iberger-Kalk (Palaeontographica Bd. 3, Taf. 6, Fig. 8, S. 39) in Betracht. Dieses *Gephyroceras* zeigt in der Ausbildung des Rückens der inneren Windungen eine frappante Ähnlichkeit mit unseren Formen. Man könnte bei Außerachtlassung der bei meinen Stücken an sich schon unbekannten Lobatur und Sipholage an eine evolutere und schlankere Varietät der weiter unten beschriebenen *Glatziella glaucopis* RENZ denken.

Nach G. HOLZAPFEL dürfte das ROEMER'sche Original als *Manticoceras bisulcatum*[1]) zu bezeichnen sein (G. HOLZAPFEL, Die Cephalopoden des Domanik im südlichen Timan, S. 29); F. FRECH

[1]) *Manticoceras* = Untergattung von *Gephyroceras* (Gruppe des *G. intumescens*).

stellt es als var. *tripartita* Sandberg. zu *Gephyroceras retrorsum* v. Buch (Lethaea palaeozoica Bd. 2, I, S. 178)[1]. Das Original Roemer's ist leider nicht mehr vorhanden, doch liegen in der Breslauer Universitätssammlung zahlreiche typische Exemplare aus dem unteren Oberdevon von Martenberg bei Adorf. Hinsichtlich der Dicke und Ausbildung des Rückens variieren diese Stücke erheblich, wie das bei einer in lebhafter Entwicklung begriffenen Formengruppe auch nicht anders zu erwarten ist.

Während sich meine neue *Glatziella glaucopis* bei übereinstimmender Sutur und Sipholage somit von *Gephyroceras* (*Manticoceras*) *retrorsum* v. Buch var. *tripartita* Sand. (aus dem unteren Oberdevon) herleiten ließe, wäre für meine neue Spezies *G. Helenae* bei Lobengleichheit die Abstammung von *Gephyroceras* (*Manticoceras*) *tuberculatum* Holz.[2] (ebenfalls aus dem unteren Oberdevon) in Erwägung zu ziehen. In letzterem Falle weisen auch die Seitenskulpturen große Ähnlichkeit auf.

Das reiche Vergleichsmaterial des Breslauer Museums gestattet einen direkten Vergleich dieser Gephyroceraten mit *Glatziella Helenae*, und in der Tat ist die Ähnlichkeit meiner Art mit manchen, besonders inneren Windungen des recht variierenden *Gephyroceras* (*Manticoceras*) *tuberculatum* bei Außerachtlassung der Sipholage und Lobatur sehr bestrickend. In viel geringerem Maße erinnert schließlich noch das glatte, schwach gekielte *Gephyroceras* (*Manticoceras*) *carinatum* Beyrich[3] an die neue *Glatziella glaucopis*. Die externe Kielwulst ist allerdings bei diesen Gephyroceraten nicht

---

[1]) Vergl. auch G. u. F. Sandberger, Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. Taf. 8, Fig. 7.

[2]) Vergl. G. u. F. Sandberger, Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. Taf. 4, Fig. 1 und Taf. 8, Fig. 2 *(Goniatites tuberculoso-costatus* Arch. et Vern.) und G. Holzapfel, Die Goniatiten-Kalke von Adorf in Waldeck. Palaeontographica Bd. 28, Taf. III (Taf. 46), Fig. 7, 8, S. 244 *(Goniatites tuberculatus)*.

[3]) E. Beyrich, Beiträge zur Kenntnis der Versteinerungen des Rheinischen Übergangsgebirges. Taf. 2, Fig. 2. — Vergl. auch G. und F. Sandberger, Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. Taf. 6, Fig. 4 und Taf. 9, Fig. 1. Bei den Figuren Sandberger's ist die Ähnlichkeit allerdings viel geringer als bei dem Original Beyrich's.

so ausgesprochen und scharfkantig abgesetzt wie bei den Arten der neuen Gruppe, immerhin könnte aber die schärfere Akzentuierung und Weiterentwicklung der in Frage kommenden Merkmale ohne weiteres zu den bei den Glatziellen beobachteten Erscheinungen führen.

Im obersten Devon fehlt zurzeit noch eine Überlieferung der Weiterentwicklung der Gephyroceraten[1]), meine neue Gruppe würde somit gegebenenfalls diese Lücke in wünschenswerter Weise ausfüllen und zu den jüngeren Nachkommen von *Gephyroceras* hinaufleiten *(Nomismoceras*, eventuell auch *Thalassoceras)*, während die schon öfters genannte *Clymenia solarioides* v. Buch in ihrem Charakter sehr an das jüngere *Pseudonomismoceras* erinnert[2]).

Unter den jüngeren Goniatiten besitzt schließlich noch *Goniatites mixolobus* Phil. aus dem Culm eine gewisse äußere Ähnlichkeit mit *Glatziella Helenae.*

Sollte sich jedoch die Zugehörigkeit meiner neuen Arten zu den Clymenien nach erhaltener Kenntnis der Sutur und des Siphos als richtig erweisen, so würde es sich bei meinen neuen Typen und den hier angeführten Gephyroceraten um eine augenfällige Konvergenz handeln.

Man sieht aber hieraus, zu welch total verschiedenen Stammbäumen derartige Konvergenzerscheinungen führen können. Eben deswegen möchte ich nicht versäumen, im Anschluß hieran noch auf die Ähnlichkeit in der Ausbildung der Exsternseite bei *Tornoceras auris* Quenst. und in geringerem Maße auch bei *Mœneceras (Maeneceras terebratum* Sandberger) hinzuweisen.

Die Parallelität der Rückenentwicklung bei meinen neuen Typen und bei manchen Tornoceraten, speziell bei *Tornoceras auris*, ist jedenfalls auffallend. In beiden Fällen passen sich die gleichgebogenen Anwachsstreifen dieser Skulptur an, d. h. die scharf akzentuierten Umbiegungsstellen zur rückwärtigen Externausbuchtung fallen mit den Einknickungsfurchen zusammen.

---

[1]) Das jüngste *Gephyroceras* erscheint in der Zone des *Cheiloceras curvispina.*

[2]) Hinsichtlich der äußeren Form steht daher *Pseudonomismoceras* in einem ähnlichen Verhältnis zu *Nomismoceras*, wie *Clymenia solarioides* v. Buch zu *Glatziella Helenae* Renz.

Im Verhältnis zu der einfachen nautilinischen Sutur der Clymenien haben die letzteren Gattungen schon etwas kompliziertere Loben.

Das Wenige, was von der Lobatur bei *Clymenia solarioides* Frech (non v. Buch) = *Glatziella Helenae* Renz var. *silesiaca* Renz sichtbar ist, spricht für einen einfachen, bogenförmigen Verlauf der Suturlinie. Doch ist das Vorhandensein von Loben an sich schon relativ wichtig, weil man schließlich sonst bei den Arten der Gruppe *Glatziella* auch an Gastropoden denken könnte. (Vergl. z. B. Taf. XXII bei G. u. F. Sandberger, die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau.)

Zusammenfassend ist daher die systematische Stellung der vier neuen Arten

Glatziella Helenae
» *Minervae*
» *Pasquayi*
» *glaucopis*

kurz folgendermaßen zu formulieren:

Sie gehören jedenfalls, ihrem äußeren Gehäuse nach zu schließen, mit der schon bekannten *Clymenia solarioides* Frech (non v. Buch) ein und derselben Gattung an.

Ihre Lobatur und Sipholage, d. h. die für die generische Klassifizierung wichtigsten Merkmale, sind zurzeit noch unbekannt.

Für die Gattungsbestimmung sind vornehmlich zwei Möglichkeiten nach zwei total verschiedenen Gesichtspunkten zu berücksichtigen:

1. Die Vereinigung in einer Gruppe *Glatziella* und Zugehörigkeit dieser Gruppe zu den Clymenien.

Es wäre hierbei spontane Artbildung aus einer der gerippten Clymenien analog der Entstehung von *Oxyclymenia bisulcata* Münster, oder Angliederung an die Oxyclymenien mit einigen Modalitäten und schließlich noch Abstammung von einer der älteren, als Vorläufer geeigneten Clymenienarten (*C. Philippsi* Wed., *C. hexagona* Wed.), in Erwägung zu ziehen.

2. Die Abstammung von *Gephyroceras*, eventuell auch von *Tornoceras*, wobei als Vorfahren besonders *Gephyroceras (Manticoceras) tuberculatum* Holz., *Gephyroceras (Manticoceras) retrorsum* v. Buch var. *tripartita* Sand. (bezw. *Tornoceras auris* Quenst.), eventuell aber auch eine andere Gattung in Betracht kämen.

Ich habe mich daher vorläufig für die Zusammenfassung der neuen, äußerlich zusammengehörigen Arten in einer Gruppe entschieden.

Nach meinem persönlichen Empfinden erscheint mir spontane Artbildung aus *Clymenia solarioides* v. Buch (vergl. die weiteren in Betracht kommenden Formen S. 107) mit am wahrscheinlichsten, obwohl auch vieles für eine Abstammung von den Gephyroceraten spricht.

Die neuen Arten der Gruppe *Glatziella* unterscheiden sich von einander lediglich durch die Einrollungsverhältnisse und ihre verschiedene Lateralskulptur; die Entwicklung des Kielbandes bleibt sich bei allen Spezies mit geringfügigen Abänderungen gleich.

Nach der Lateralskulptur lassen sich zwei durchgreifende Unterschiede festhalten, nämlich ausgeprägte Berippung auf der einen Seite und fehlende Skulptur auf der anderen.

In der Reihe der gerippten Formen stehen:

Glatziella Helenae Renz
» *Pasquayi* Renz
» *Minervae* Renz,

während zu den glatten Typen bis jetzt nur

Glatziella glaucopis Renz

gehört.

Eine gerippte Art, wie eine weiter unten beschriebene Varietät aus dem nächsten Verwandtschaftskreise von *Glatziella Pasquayi* und *Glatziella Minervae* besitzt auf ihrer Schale deutliche Anwachsstreifen. Die Schalen der anderen gerippten Formen dürften daher nach Analogieschluß ebenfalls mit Anwachsstreifen versehen gewesen sein, während bei *Glatziella glaucopis* auch die Schalenoberfläche völlig glatt erscheint. Während sich die systematische Eintei-

lung der Clymenien nach den früheren Autoren (Graf Münster, v. Buch, Sandberger, Gümbel, Hyatt, Frech) auf die Form und Lobatur stützte, zerlegte Wedekind neuerdings die Clymenien nach dem Verlauf der Anwachsstreifen in weitere Gattungen. Nach meiner Ansicht sind derartige Merkmale nur als Gruppenunterschiede innerhalb der bestehenden Gattungen zu bewerten.

Nach dieser allgemeinen Darlegung der generischen Stellung von *Glatziella Helenae* Renz, die auch für die übrigen zu ihrer Gruppe gehörigen Arten *(Glatziella Pasquayi* Renz, *Glatziella Minervae* Renz, *Glatziella glaucopis* Renz) gilt, möge die spezielle Beschreibung der interessanten Arten folgen.

Glatziella Helenae nov. spec.

Glatziella Helenae Renz besitzt eine sehr graziöse evolute Form; nichtsdestoweniger weisen aber die Umgänge eine erhebliche Breite auf.

Die Breite des Querschnittes verhält sich zur Höhe etwa wie 2 : 1. Die Maximalbreite der Windungsröhre liegt auf halber Höhe der Umgänge.

Die Flanken sind gleichmäßig gewölbt und mit sehr kräftig entwickelten Rippen verziert, die der Art, von der Seite gesehen, ein Arieten-artiges Gepräge verleihen.

Die groben Rippen, die einen ziemlichen Abstand voneinander einhalten, stoßen radial auf die Windungsnaht. Auf der äußeren Windung, die wohl schon der Wohnkammer angehört, endigen die Rippen bei der Rundung der Flanken zum Externteil mit einem merklichen Schwung nach vorwärts. Diese Schwingung der Rippen ist besonders am vorderen Ende des äußeren Umganges gut wahrnehmbar.

Hier stehen die Rippen auch etwas gedrängter und verjüngen sich deutlich gegen den Nahtabfall zu; diese Partie dürfte wohl nicht weit hinter dem Mundsaum liegen.

Auf dem vorliegenden Steinkern ist nicht der mindeste Schalenrest mehr erhalten. Da jedoch eine zum nächsten Verwandtschaftskreis von *Glatziella Minervae* gehörige, ebenfalls gerippte Varietät

(vergl. S. 122) eine mit Anwachsstreifen versehene Schale besitzt, kann wohl mit Recht gefolgert werden, daß auch die naheverwandte, nur evolutere *Glatziella Helenae* die gleiche gestreifte Schalenoberfläche besessen haben wird. Es handelt sich hierbei um Sichelstreifen, die den gleichen Verlauf nehmen, wie bei *Oxyclymenia bisulcata.*

Hinsichtlich der Involution, der Breite der niedergedrückten Windungen und der Berippung erinnert die neue Art sehr an *Clymenia solarioides* v. BUCH s. str., insofern ist es auch verständlich, daß v. BUCH, der die von Gestein umhüllte Externseite von *Clymenia solarioides* FRECH (non BUCH) = *Glatziella Helenae* RENZ var. *silesiaca* RENZ nicht kannte, dies letztere Stück zu seiner *Clymenia solarioides* stellte.

Leider ist bei meinem sonst gut erhaltenen Steinkernexemplar keine Spur der Lobatur mehr zu erkennen, wodurch, wie schon zu wiederholten Malen erwähnt, begreiflicherweise auch eine sichere Gattungsbestimmung recht illusorisch wird.

Auf der Mitte des breiten, flachen Rückens erhebt sich das breite, schon mehrfach erwähnte reifförmige Kielband, das je nach der Spezies eine mehr oder minder kantig begrenzte Vorwölbung der Außenseite darstellt.

Bei einzelnen Arten, wie bei *Glatziella Pasquayi* RENZ ist das Kielband auch gerundet, im vorliegenden Fall bei *G. Helenae* RENZ ist es ziemlich kantig.

Diese kielartige Erhöhung setzt sich auf der breiten Externfläche in scharfer Begrenzung ab, ohne daß indessen besondere Kielfurchen zum Ausdruck kommen würden.

Eine derartige Beschaffenheit des Rückens ist, wenn auch in abgeschwächtem Maße, das Unterscheidungsmerkmal der *Oxyclymenia bisulcata* MÜNSTER von *Oxyclymenia undulata* MÜNSTER.

C. W. GÜMBEL[1]) hält die Vorwölbung der Außenseite oder »die kielartige durch zwei seichte Seitenfurchen abgegrenzte Verschmälerung in der Externfläche«, d. h. das Kielband, das er vor allem bei *Oxyclymenia bisulcata* beobachten konnte, für eine

[1]) Palaeontographica Bd. 11, S. 141.

Mißbildung, da die Erscheinung bei den von ihm untersuchten Exemplaren bereits auf der nächst tieferen Windung verschwindet. Schon in Anbetracht des häufigen Vorkommens dieser kielartigen Bildung bei zahlreichen Exemplaren dürfte es sich indessen nicht um eine Mißbildung handeln. Auch nach F. Drevermann[1]) darf eine so konstant wiederkehrende Eigentümlichkeit nicht als Mißbildung gedeutet werden.

Die neue Gruppe *Glatziella* beweist, daß es sich bei einem derartigen Kielband nicht um einen pathologischen Vorgang handeln kann.

Die Angabe Gümbel's, daß sich das Kielband bei *Oxyclymenia bisulcata* erst auf den äußeren Windungen entwickelt, ist zweifellos richtig, wie ich auch an den zahlreichen mir vorliegenden Exemplaren dieser Art von Ebersdorf feststellen konnte, bei *Glatziella Helenae* ist das Kielband jedoch schon auf den innersten Kernen, von denen mir 2 vorliegen, ausgebildet.

Das Kielband von *Oxyclymenia bisulcata* ist daher durch spontane Variabilität entstanden, bei meinen neuen Arten stellt es schon ein konstantes Merkmal dar.

Eine ähnlich vorgewölbte Außenseite wie die Angehörigen der Gruppe *Glatziella* zeigen, abgesehen von den schon erwähnten, etwas älteren Gattungen, auch die aberrant gestalteten dreieckigen Aganiden (*Aganides paradoxus* Tietze und *Aganides subtriangularis* Frech), die ebenfalls im Ebersdorfer Clymenienkalk heimisch sind. Auch hier bildet sich diese Erscheinung, ebenso wie bei *Oxyclymenia bisulcata*, erst auf den äußeren Windungen heraus. Die Externseite der inneren Umgänge des *Aganides paradoxus* Tietze emend. Frech ist flach gerundet[2]). Es sei aber hier nochmals ausdrücklich darauf hingewiesen, daß zwischen *Aganides paradoxus* Tietze und *Clymenia paradoxa* Münster nicht der geringste spezifische und generische Zusammenhang besteht.

[1]) F. Drevermann, Die Fauna der oberdevonischen Tuffbreccie von Langenaubach bei Haiger. Dieses Jahrb. für 1900, Bd. 21, S. 136.

[2]) Ich möchte hierbei noch bemerken, daß sich in meinen Aufsammlungen von Ebersdorf noch ein weiteres Zwischenglied zwischen *Aganides distortus* Tietze und *Aganides paradoxus* Tietze emend. Frech gefunden hat.

Ebenso handelt es sich auch bei beiden generisch getrennten Typen (den Dreiecks-Aganiden einerseits und meinen neuen Arten andererseits) wohl um einen Entwicklungsvorgang gleicher Tendenz (Konvergenz). Man könnte anstatt von einer kielartigen Vorwölbung der Außenseite auch von 2 der Übergangsgrenze zwischen Flanken und Rücken folgenden spiralen seichten Einknickungen oder Einknickungsfurchen sprechen.

Die Ausbildung der Externseite bei den Angehörigen der Gruppe *Glatziella,* wie bei den älteren zum Vergleich herangezogenen Typen ist wohl ein erster, noch etwas plumper Ansatz zu einer Kielanlage. Solche spontanen oder explosiven Variabilitätsversuche tragen daher bereits die, wenn auch an sich wieder absterbenden, Keime einer späteren differenzierteren Entwicklung in sich.

Wie bereits erwähnt, besitzt *G. Helenae* Renz in der Gestalt des Gehäuses eine große Ähnlichkeit mit *Clymenia solarioides* Frech (non Buch). Die Form ist vielleicht eine Spur involuter und der Rücken breiter und weniger gewölbt als bei dem verglichenen Original Frech's. Der Hauptunterschied zwischen den beiden Arten liegt aber in der Berippung, die bei *G. Helenae* unverhältnismäßig kräftiger entwickelt ist.

Die eventuellen Beziehungen der neuen Art zu *Clymenia solarioides* v. Buch, sowie zu den etwas älteren Clymenientypen *C. Philippsi* Wed. und *C. hexagona* Wed. wurden bereits oben ausgiebig erörtert. Hinsichtlich der Seitenskulptur ergeben sich noch Berührungspunkte mit *Pseudoarietites silesiacus* Frech. Bei letzterer Gattung und Art ist jedoch ein richtiger, von zwei Furchen flankierter, schmaler Kiel vorhanden, der, wie schon der Name sagt, sehr an die Kielanlage der Arietiten erinnert. In der Seitenskulptur und der Involution hat auch die schon angeführte *Clymenia acuticostata* Braun einige Ähnlichkeit mit der neuen Art, doch ist die Externseite bei *C. acuticostata* gänzlich verschieden.

Die inneren Windungen von *Clymenia Pompeckji* Wedekind[1])

[1]) R. Wedekind, Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevon am Enkeberge. Neues Jahrb. f. Min. usw. Beil.-Bd. 26, Taf. 43, Fig. 3, 3a.

und *Clymenia brevicosta* Münster erinnern ebenfalls an die Skulptur von *Glatziella Helenae;* auch die Breite des Windungsquerschnitts wäre bei *C. brevicosta* annähernd entsprechend, doch ist das Kielband nicht einmal andeutungsweise vorhanden.

Eine gewisse Ähnlichkeit in der Seitenansicht besitzen ferner die inneren Windungen von *Clymenia annulata* Münster, ihre weiterstehenden Rippen zeigen jedoch einen wesentlich stärkeren Schwung nach vorwärts. Bei einem von A. Rzehak dargestellten Exemplar von *C. annulata* aus dem Brünner Clymenienkalk ist infolge individueller Variabilität der Beginn einer Kielbandbildung wahrzunehmen. Im übrigen tritt auch auf dem flachen Rücken der fast viereckigen Umgänge einer *Clymenia Dunkeri* von H. Geinitz ein feiner Kiel hervor (Die Versteinerungen der Grauwackenformation in Sachsen, Taf. 9, Fig. 4, 5).

Eine entfernte Annäherung in der Lateralberippung ergibt sich schließlich noch an die inneren Windungen von *Clymenia Krasnopoldskii* Tschernyschew[1]), während *Clymenia americana* Raymond[2]) eine in der Grundanlage sehr ähnliche, aber weiter stehende Berippung aufweist; allen diesen ähnlich skulpturierten Clymenien fehlt jedoch das Rückenkielband.

Ich führe diese in der Skulptur konvergierenden Clymenien und Pseudoarietiten besonders auch deshalb hier an, weil bei meinem neuen Stück die Loben und auch die Sipholage unbekannt und daher, wie schon mehrfach erwähnt, seine generische Stellung und Abstammung unsicher ist. Auf die äußere Ähnlichkeit mit *Manticoceras tuberculatum* Holz. wurde bereits oben hingewiesen.

Vorkommen von *Glatziella Helenae* n. sp.: In den roten oberen Clymenienkalken von Ebersdorf in Schlesien. Südende des Kalksteinbruches. Sammlung C. Renz. Anzahl der untersuchten Stücke: 1, nebst 2 kleinen inneren Kernen.

---

[1]) Th. Tschernyschew, Die Fauna des Mittleren und Oberen Devons am Westabhange des Urals. Mémoires du Comité géologique St. Pétersburg. Bd. 3, Taf. I, Fig. 13 u. 15.

[2]) Percy E. Raymond, Upper Devonian Fauna with Clymenia. American Journal of Science 1907. Bd. 23, S. 118, Textfig. 1.

Glatziella Helenae Renz var. **silesiaca** Renz (nov. var.).

1902. *Clymenia solarioides* Frech (non v. Buch), F. Frech, Über devonische Ammoneen. Beiträge zur Paläont. u. Geolog. Österreich-Ungarns und des Orients. 1902, Bd. 14, S. 43; Taf. III, Fig. 4a u. b.

Wie bereits oben angegeben, handelt es sich bei dieser Varietät um ein Stück, das bereits L. v. Buch vorgelegen hat und von ihm seinem *Goniatites solarioides* zugezählt, aber nicht abgebildet wurde. Der Rücken dieses Stückes war ursprünglich von Gesteinsmasse eingehüllt und wurde erst von F. Frech bloßgelegt. F. Frech verwechselte hierbei jedoch dieses neu präparierte Exemplar mit dem eigentlichen Original von *Goniatites solarioides* v. Buch und bildete es als ursprüngliches Original ab.

Schon von früheren Autoren, wie E. Tietze, war der eigentliche *Goniatites solarioides* v. Buch als *Clymenia* angesprochen worden, und später hat Hyatt dasselbe Original in seine neue Clymeniengattung *Cycloclymenia* einbezogen. F. Frech ließ zwar diese Gattung *Cycloclymenia* nur unter Vorbehalt in Geltung, er hatte aber, wie gesagt, hierbei garnicht das richtige Original v. Buch's im Auge.

Diese *Clymenia solarioides* Frech (non v. Buch) steht nun meiner *Glatziella Helenae* sehr nahe, sie ist in der Hauptsache nur flacher. Das wesentlich schmalere Kielband wird zu beiden Seiten von mäßig eingetieften Furchen begleitet. Von derartigen Furchen ist bei *Glatziella Helenae* nichts zu sehen, wohl aber bei einer weiter unten beschriebenen, den Übergang von *Glatziella Pasquayi* zu *Glatziella Minervae* vermittelnden Zwischenform.

Die Seitenflächen des Frech'schen Originales sind stark abgewittert, doch erhält man trotzdem noch den Eindruck einer der *Glatziella Helenae* ähnlichen Berippung. Die Rippen dürften etwas enger gestanden haben und lange nicht so scharf ausgeprägt gewesen sein wie bei *Glatziella Helenae*.

Von der Sutur ist hier auf der vorletzten Windung nur die innere Lateral-Hälfte zu sehen; die äußere Lateral- und Externpartie werden durch den folgenden Umgang verdeckt. Die Loben beginnen an der Naht mit einem schwach konkaven Bogen. Der eventuelle Kniepunkt der Clymeniensutur würde aber bereits unter

dem nächst höheren Umgang liegen. Um ein richtiges Bild der Lobenlinie zu bekommen, wäre eine Zerstörung des Originales nicht zu umgehen.

Die Ähnlichkeit des Frech'schen Originales der *Clymenia solarioides* Frech (non Buch) mit meiner *Glatziella Helenae* ist, wie gesagt, so weitgehend, daß ich das erstere Stück nur als Varietät, var. *silesiaca*, meiner *Glatziella Helenae* betrachte. Abgesehen von den geringen Unterschieden erschien mir aber auch die Erhaltung des Frech'schen Exemplares zur Aufstellung einer besonderen Art nicht zu genügen.

Vorkommen von *Glatziella Helenae* Renz var. *silesiaca* Renz: In den oberen Clymenienkalken von Ebersdorf in Schlesien. Berliner Universitätsmuseum. Anzahl der untersuchten Stücke: 1.

Glatziella Pasquayi nov. spec.

Taf. 8, Fig. 4, 4a, 4b.

Glatziella Pasquayi[1]) ist mit der vorstehend beschriebenen *G. Helenae* sehr nahe verwandt, es handelt sich lediglich um das involutere und dickere Glied der skutpturierten Formenreihe. Doch lassen sich auch sonst noch einige durchgreifende Unterschiede festhalten. Die Berippung ist an und für sich, wenigstens auf den inneren Windungen, feiner und vor allem auch enger gestellt als bei *G. Helenae*. Bei dieser mehr kugeligen Form tritt die starke Vorwölbung des breiten Rückenkieles besonders augenfällig hervor. Das Kielband zeigt hier eine größere Rundung und nicht die kantige Begrenzung wie bei *G. Helenae* oder gar bei *G. glaucopis*. Die Form des Kielbandes ähnelt mehr der bei der var. *silesiaca* der *Glatziella Helenae* beobachteten Ausbildung, doch fehlt jegliche Andeutung von Kielfurchen.

In der Seitenansicht und der Einrollungsart hat die neue Spezies eine gewisse Ähnlichkeit mit einem von E. Kayser unter dem Namen eines *Goniatites delphinus* in der Zeitschrift der Deutsch. geol. Ges. Bd. 25, Taf. 20, Fig. 4 abgebildeten Goniatiten, abgesehen natürlich von dem Fehlen des Rückenbandes und dem Vor-

[1]) Ich benenne die neue Art zu Ehren meines Großvaters Carl Pasquay.

handensein von Einschnürungen bei dem zum Vergleich angezogenen Stück, das übrigens von DREVERMANN aus der Synonymenliste von *Prolobites delphinus* gestrichen wurde, aber vielleicht einen inneren Kern dieser Art darstellt.

Ich erwähne dieses Beispiel natürlich nicht, um hier irgendwelche stammesgeschichtlichen Beziehungen zu konstruieren, sondern lediglich als Konvergenzerscheinung. Hinsichtlich der Seitenkonvergenz sei ferner noch auf *Glyphioceras murianum* VERNEUIL verwiesen.

Vorkommen von *Glatziella Pasquayi* n. sp.: In den oberen Clymenienkalken von Ebersdorf in Schlesien. Privatsammlung des Verfassers. Anzahl der untersuchten Stücke: 1.

Glatziella Minervae nov. spec.

Taf. 8, Fig. 6 u. 6a.

Glatziella Minervae steht der *Glatziella Pasquayi* RENZ recht nahe; ihre abweichenden Einrollungsverhältnisse und Unterschiede der Berippung erfordern jedoch die spezifische Abtrennung von letzterer Art, mit der sie übrigens durch Übergänge verbunden ist.

Glatziella Minervae ist noch wesentlich involuter als *G. Pasquayi*, letztere bildet demnach die Mittelform zwischen *Glatziella Helenae* RENZ und *Glatziella Minervae*.

Die Skulptur weist bei dem mir vorliegenden einzigen Exemplar von *Glatziella Minervae* eine gute Erhaltung auf. Auf dem äußersten Umgange handelt es sich um dünne, zum Unterschied von *Glatziella Pasquayi* bereits vom Umbilicalrand ab nach vorwärts geschwungene Rippen, die in nicht zu weiten, aber ziemlich unregelmäßigen Abständen auf einander folgen und kurz vor der Erhebung des Kielbandes auslaufen.

Die Rippen der inneren Windungen von *Glatziella Minervae* sind etwas gröber und weiter stehend, als bei *Glatziella Pasquayi*.

Das der Externseite reifartig aufsitzende kantige Kielband gleicht vollständig der externen Wulst bei den übrigen Arten der Gruppe *Glatziella*. Zu beiden Seiten des Kielbandes sind schwache Furchen angedeutet.

An der Mündung des mir vorliegenden vollständigen Stückes

verschmälert sich das Kielband allmählich infolge einer deutlich ausgeprägten seitlichen Einschnürung, wie sich überhaupt die Mündung im ganzen etwas verengert.

Das einzige Stück meiner Sammlung ist ein Steinkern, auf dem gegen die Mündung zu noch Schalenreste vorhanden sind. Die sehr dünne, hier wohl schon etwas abgeriebene Schale läßt keinerlei Skulptur mehr erkennen. Doch dürfte die Schale ebenso wie bei der im Folgenden beschriebenen Varietät, mit gleichlaufenden Anwachsstreifen verziert gewesen sein.

Neben dem auf Taf. 8, Fig. 6 u. 6a abgebildeten Original von *Glatziella Minervae* sammelte ich in den roten Clymenienkalken von Ebersdorf noch ein Bruchstück auf, das einer weiteren neuen mit *G. Minervae* oder *G. Pasquayi* nahe verwandten Art bezw. Varietät angehört. Die Erhaltung ist zu einer genaueren Charakteristik und Fassung einer Spezies zu schlecht. Die Berippung des Steinkernes ähnelt der Skulptur von *G. Minervae.*

Ihrem ganzen Habitus und ihrer Einrollung nach vermittelt diese Varietät den Übergang zwischen *G. Minervae* und *G. Pasquayi.*

Das Fragment ist auch insofern interessant, als sich auf dem Steinkern noch Schalenreste befinden. Die Schale der Varietät, also auch vermutlich von *Glatziella Minervae*, *G. Pasquayi* und *G. Helenae*, ist mit feinen Streifen verziert, die in ihrem Verlauf mit der Schwingung der Anwachsstreifeu bei *Oxyclymenia bisulcata* übereinstimmen. In beiden Fällen fällt auch die Umbiegungsstelle der sich auf dem Kielband rückwärts ausbuchtenden Anwachsstreifen mit den zu beiden Seiten des Kielbandes befindlichen Einknickungsfurchen zusammen.

Der Verlauf der sichelförmigen, besonders auf dem Rücken stärker akzentuierten Anwachsstreifen dürfte somit auch die Skulptur beeinflußt haben, jedenfalls schmiegen sich die Anwachsstreifen der Skulptur an. Es sei noch erwähnt, daß bei dieser der *G. Minervae* nahestehenden, bis jetzt nur fragmentär erhaltenen Art, ebenso wie bei der var. *silesiaca* der *Glatziella Helenae*, zu beiden Seiten des Kielbandes verhältnismäßig deutliche Furchen wahrnehmbar sind.

Zu der eben skizzierten, zwischen *Glatziella Minervae* und *G.*

Pasquayi stehenden Mittelform gehört auch das gleichfalls schlecht erhaltene, im Breslauer Museum liegende Original des von E. TIETZE aus den Ebersdorfer Clymenienkalken zitierten *Goniatites bisulcatus* TIETZE (non ROEMER). Das betreffende Stück ist daher als *Glatziella Minervae* RENZ var. zu bezeichnen.

Schon TIETZE vergleicht die Berippung dieses Stückes mit der Skulptur des jüngeren *Goniatites carbonarius* v. BUCH.

Unter den älteren Goniatiten zeigen noch manche Exemplare des sonst wesentlich schlankeren *Aphyllites Vanuxemi* HALL (Palaeontology New York Bd. V, Pt. II, Taf. 69, Fig. 5) eine gewisse oberflächliche Ähnlichkeit mit *Glatziella Minervae;* weitaus mehr erinnert die neue Art jedoch noch an die Originalabbildung von *Goniatites inconstans (Aphyllites)* von J. PHILLIPS (Palaeozoic fossils of Cornwall, Taf. 51, Fig. 238c u. e)[1]).

Im Anschluß an die Darstellung von *Glatziella Minervae* möchte ich noch auf eine von M. GORTANI als *Clymenia (Cyrtoclymenia) angustiseptata* GORTANI (non MÜNSTER) bestimmte Art aus dem Oberdevon der karnischen Alpen aufmerksam machen, die der verschwommenen Abbildung nach zu schließen meiner *Glatziella Minervae* sehr nahe stehen dürfte und wohl auch zur Gruppe *Glatziella* gehört. (Vergl. M. GORTANI, Contribuzioni allo Studio del Paleozoico Carnico III. La Fauna a Climenie del Monte Primosio. Mem. R. Accad. d. Scienze dell' Instituto di Bologna 1907, Ser. VI, Bd. IV, Taf. 6, Fig. 19a u. 19b.)

Die GORTANI'sche Art, die keineswegs zu *Clymenia angustiseptata* MÜNSTER gehört, steht der *Glatziella Minervae* in der äußeren Form am nächsten. Die Einrollungsverhältnisse sind nur wenig verschieden. Das karnische Stück dürfte etwas involuter sein, vorausgesetzt, daß die undeutlich gezeichnete Figur GORTANI's die richtigen Maße wiedergibt. Die Ausbildung der Externseite ist recht ähnlich. In der Skulptur erinnert die Art der karnischen Alpen mehr an *Glatziella Pasquayi*, doch ist die Berippung der ersteren Form noch enger. Die Lobatur und die Sipholage ist bei dem GORTANI'schen Exemplar leider ebenfalls

[1]) Das Nähere über diese beiden Aphylliten siehe bei HOLZAPFEL und FRECH.

noch unbekannt. Dem Äußeren und der Einrollung nach könnte man auch an eine Art aus der Gruppe des *Aganides paradoxus* denken.

Ich gliedere das Gortani'sche Stück zunächst als var. *italica* meiner *Glatziella Minervae* an.

Es wäre jedenfalls interessant, wenn die bisher nur auf das schlesische Oberdevon beschränkte Gruppe *Glatziella* nun auch in den karnischen Alpen einen weiteren Vertreter hätte.

Vorkommen von *Glatziella Minervae* Renz: In den oberen roten Clymenienkalken von Ebersdorf in Schlesien (Oberdevon).

Sammlung des Verfassers. Anzahl der untersuchten Stücke: 1.

Glatziella glaucopis nov. spec.

Taf. 8, Fig. 1, 2, 2a, 2b.

Die hier abgehandelte, zunächst noch provisorische Gruppe *Glatziella* umfaßt in ihrer heutigen Begrenzung, wie schon angegeben, sowohl gerippte, wie skulpturlose Typen.

Zu den letzteren Nebenformen gehört zugleich als involutestes Glied der Gruppe nur *Glatziella glaucopis*, die jeglicher Schalenskulptur ermangelt.

Die abgebildeten beiden Stücke (Fig. 1, 2, 2a und 2b) sind Steinkerne, an manchen Stücken finden sich jedoch noch unbedeutende Schalenreste, die andeuten, daß auch die Schale der neuen Art vollkommen glatt war.

Die neue Art *Glatziella glaucopis* Renz präsentiert sich als äußerst globose, involute, niedrigmündige und unskulpturierte Form, bei der daher das breite, eckig abgesetzte Kielband besonders deutlich in die Augen fällt und wohl das Extrem seiner Entwicklung darstellt. Der Nabel ist treppenförmig tief eingesenkt.

Abgesehen von der Formenähnlichkeit mit *Gephyroceras (Manticoceras) retrorsum* v. Buch var. *tripartita* Sand. erinnert die glatte *Glatziella glaucopis* in ihrem Äußeren auch in gewisser Hinsicht an *Gephyroceras* (*Manticoceras*) *carinatum* Beyr., sie ist nur wesentlich globoser und trägt das ausgesprochen reifartige Kielband.

Während *Glatziella Pasquayi* und *G. Minervae* bisher, ungeachtet der beiden erwähnten Zwischenformen, nur in je einem

Stück gefunden wurden und von *G. Helenae*, abgesehen von dem schönen abgebildeten Original, nur noch einige kleine schlecht erhaltene Windungskerne vorhanden sind, scheint *Glatziella glaucopis* in den Ebersdorfer Clymenienkalken relativ häufig zu sein.

Im Breslauer Museum befinden sich im ganzen 6, allerdings meist nur schlecht erhaltene Exemplare; ich selbst sammelte in Ebersdorf noch ein weiteres Stück hinzu.

Das in Fig. 1 dargestellte größere Originalexemplar liegt in einem Handstück zusammen mit *Oxyclymenia undulata* MÜNSTER und *Oxyclymenia striata* MÜNSTER.

Vorkommen von *Glatziella glaucopis* n. sp.: In den oberen Clymenienkalken von Ebersdorf in Schlesien. Breslauer Museum und Sammlung des Verfassers. Anzahl der untersuchten Stücke: 7.

Gruppe Genuclymenia Wedekind.

Genuclymenia hexagona WEDEKIND.

1908. *Genuclymenia hexagona* WEDEKIND, Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevons am Enkeberge. Neues Jahrb. für Min. usw., Beil.-Bd. 26, S. 619, Taf. 18, Fig. 7 und 7a.

Ein bei Ebersdorf aufgesammeltes Stück dieser interessanten Art gleicht in seiner charakteristischen Berippung und im Querschnitt der Umgänge vollkommen dem von WEDEKIND dargestellten Original vom Enkeberge. Hier liegt die Art allerdings etwas tiefer und erscheint bereits in den Schichten mit *Prolobites delphinus*.

Die Lobatur ist an meinem Stück aus Ebersdorf nicht sichtbar, die habituelle Übereinstimmung der Ebersdorfer und Enkeberger Stücke ist aber sonst so groß, daß ich an ihrer beiderseitigen Identität trotz der Niveau-Verschiedenheit nicht zweifeln kann.

Auf die äußere Ähnlichkeit der *G. hexagona* mit meinen neuen Glatziellen wurde bereits oben hingewiesen. *G. hexagona* geht daher einerseits unverändert höher und könnte andererseits durch Abspaltung eines Seitenzweiges auch als Vorläufer meiner Glatziellen in Betracht kommen.

Vorkommen von *Genuclymenia hexagona* WEDEKIND: In den oberen roten Clymenienkalken von Ebersdorf in Schlesien. Sammlung des Verfassers. Anzahl der untersuchten Stücke: 1.

Gattung Oxyclymenia Gümbel.

Oxyclymenia ornata Münster var. **sudetica** (nov. var.).

Taf. 8, Fig. 7.

Eine hinreichende Charakterisierung der neuen Varietät wird leider durch die schlechte Erhaltung des einzigen mir vorliegenden Stückes vereitelt. Die Lobatur ist gänzlich unbekannt. Der Externteil konnte nur unvollständig freigelegt werden. Es handelt sich um einen Steinkern, so daß sich auch über die Schalenskulptur nichts sagen läßt. Charakteristisch sind aber die scharf akzentuierten Steinkernfurchen.

Diese Steinkernfurchen, von denen sich je 5 auf einem halben Umgang befinden, schwingen von der Naht aus mit leichter konkaver Beugung nach vorwärts und wenden sich etwa bei Beginn des oberen Flankendrittels wieder nach rückwärts. Die Knickungsstelle läuft in einen vorwärts gerichteten zungenförmigen Fortsatz aus. Die Steinkernfurchen der neuen Varietät konvergieren daher in ihrer Grundanlage mit den Furchen des viel jüngeren mitteljurassischen *Phylloceras Zignoi* d'Orb. Der einzige Unterschied der Seitenansicht liegt in der Involution und in der etwas verschiedenen Höhe der Umbiegungsstelle der Furchen. Die Knickungsstellen der Furchen halten sich bei *Phylloceras Zignoi* mehr auf halber Seitenhöhe.

Von paläozoischen Typen besitzt noch *Glyphioceras reticulatum* Phill. ähnliche Furchen.

Die Ebersdorfer Varietät von *Oxyclymenia ornata* stimmt in der Einrollung, soweit es sich nach der fragmentären Erhaltung des mir vorliegenden Exemplares beurteilen läßt, mit dem Typus ziemlich überein; der Unterschied liegt vor allem in der ausgeprägteren Skulptur der Varietät.

Vorkommen von *Oxyclymenia ornata* Münster nov. var. *sudetica*: In den oberen roten Clymenienkalken von Ebersdorf in Schlesien. Breslauer Museum. Anzahl der untersuchten Exemplare: 1.

Oxyclymenia striata MÜNSTER var. **silesiaca** (var. nov.).

Taf. 8, Fig. 5.

Die neue Varietät zeigt ein recht grobrippiges Exemplar der ziemlich stark variierenden *Clymenia striata*.

Die Skulptur des vorliegenden Stückes von Ebersdorf ist dermaßen scharf ausgeprägt, daß eine Abtrennung als Varietät gerechtfertigt erscheint.

Die Skulptur erinnert zunächst an die Schalenverzierung von *Oxyclymenia semistriata* MÜNSTER (Beiträge zur Petrefaktenkunde I [2. Aufl.], S. 9, Taf. 3a, Fig. 4), die von GÜMBEL[1]) mit *Oxyclymenia striata* vereinigt wurde, aber wohl besser ebenfalls als Varietät beibehalten werden würde.

Diese var. *semistriata* ist eine Zwischenform zwischen meiner Varietät und dem Typus. Meine Ebersdorfer Varietät zeigt, abgesehen von den in größeren Abständen wiederkehrenden scharfen Furchen, feinere Faltenrippen in der üblichen Schwingung. Diese Rippen sind aber nicht wie bei var. *semistriata* nur an die Externseite und an das obere Flankendrittel gebunden, sondern überziehen die ganze Seitenfläche.

MÜNSTER meint, daß var. *semistriata* nur die Steinkernskulptur von *Oxyclymenia striata* bilde. Mein reichhaltiges Material aus Ebersdorf beweist jedoch, daß die Steinkernskulptur bei dem Typus von *Oxyclymenia striata* lange nicht so ausgeprägt ist wie bei der neuen var. *silesiaca*.

Das Zusammenwirken der engstehenden Faltenrippen und der in mäßigen Abständen wiederkehrenden, namentlich am Rücken tief eingerissenen Furchen verleiht der Oberfläche der neuen Varietät ein sehr rauhes Aussehen.

Der Verlauf der Schwingung der Furchen stimmt nicht ganz mit der MÜNSTER'schen var. *semistriata* von Schübelhammer im Fichtelgebirge überein; die schlecht hergestellte Figur MÜNSTER's ist vielleicht aber etwas verzeichnet.

Es bleibt noch zu erwähnen, daß der Typus von *Oxyclymenia*

[1]) C. W. GÜMBEL, Über Clymenien in den Übergangsgebilden des Fichtelgebirges. Palaeontographica (1863), Bd. 11, S. 144—147.

striata, wie er mir in zahlreichen Exemplaren von Ebersdorf und von anderen äquivalenten Vorkommen vorliegt, etwas dicker ist als die neue Varietät.

Vorkommen von *Oxyclymenia striata* Münster nov. var. *silesiaca:* In den oberen roten Clymenienkalken von Ebersdorf in Schlesien. Breslauer Museum.

Anzahl der untersuchten Stücke: 1.

Gattung Praeglyphioceras Wedekind.

Praeglyphioceras cf. moravicum A. Rzehak.

1910. *Praeglyphioceras moravicum* A. Rzehak. Der Brünner Clymenienkalk. Zeitschrift d. Mährischen Landesmuseums Brünn 1910. Bd. X, S. 195, Taf. III, Fig. 6 u. 7.

Diese Bestimmung ist, um es gleich vorauszuschicken, recht problematischer Natur, da das mir vorliegende Fragment auch an sich noch schlecht erhalten ist und die in Frage kommenden Speziesmerkmale nur unvollkommen erkennen läßt. Dazu kommt noch, daß auch die von A. Rzehak aufgestellte Spezies aus dem Brünner Clymenienkalk infolge ungünstiger Erhaltung der dem Autor zur Verfügung stehenden Materialien an sich nur unvollkommen bekannt ist.

Das wesentlichste Merkmal, das sich an meinem Bruchstück aus dem Ebersdorfer Clymenienkalk erkennen läßt, ist eine deutlich hervortretende Spiralstreifung, die auch auf dem Steinkern verhältnismäßig scharf markiert ist.

Die Spiralskulptur kehrt auch auf den Steinkernexemplaren des *Praeglyphioceras moravicum* wieder. An meinem fragmentären Exemplar hat sich übrigens auch ein spiralgestreiftes Schalenrestchen erhalten.

Von den übrigen Kennzeichen des *Praeglyphioceras moravicum*, von den Loben oder von den Labialwülsten, bezw. deren Eindrücken, sowie von den schwachen Anwachsstreifen der Schale, ist an meinem Bruchstück nichts zu beobachten.

Die Bestimmung des Ebersdorfer Bruchstückes als *Praeglyphioceras moravicum* bleibt daher zum mindesten zweifelhaft, da noch

andere gleichfalls spiralgestreifte und auch äußerlich ähnlich gestaltete Typen aus dem Clymenienkalk bekannt sind.

Immerhin ist das vorliegende Stück nicht ohne tiergeographisches Interesse, da es zeigt, daß auch bei Ebersdorf derartig spiralgestreifte Typen auftreten.

Vorkommen von *Praeglyphioceras* cf. *moravicum* RZEHAK: In den oberen Clymenienkalken von Ebersdorf in Schlesien. Breslauer Museum. Die Art ist sonst noch aus den Brünner Clymenienkalken (Mähren) bekannt. Anzahl der untersuchten Exemplare: Ein Bruchstück.

Nach der hier vorliegenden paläontologischen Bearbeitung wären in faunistischer Hinsicht zusammenfassend folgende Ergebnisse auszuscheiden;

Die eigenartige, bisher 4 Arten und 2 Varietäten umfassende Gruppe *Glatziella* scheint in der Hauptsache Ebersdorfer Lokalformen zu enthalten, mit Ausnahme einer noch nicht genügend gekennzeichneten Varietät, die in den Clymenienkalken der Karnischen Alpen vorkommt.

Der von E. TIETZE angeführte *Goniatites bisulcatus* TIETZE (non ROEMER) verschwindet nach der oben näher begründeten Neubestimmung (= *Glatziella Minervae* RENZ var.) aus der Ebersdorfer Clymenienkalk-Fauna, wie dies bei einigen anderen Goniatiten dieses Autors schon früher der Fall war[1]), während andererseits eine zuerst aus dem Oberdevon des Enkeberges beschriebene *Genuclymenia hexagona* WEDEKIND unverändert in die höheren Bildungen von Ebersdorf hinaufsteigt.

[1]) *Goniatites tuberculoso-costatus* TIETZE (non ARCH. et VERN.) = *Pseudoarietites silesiacus* FRECH, sowie *Goniatites porcellioides* TIETZE = *Porcellia Tietzei* FRECH.

Breslau, den 28. Januar 1913.

Die Tektonik der Kreide im Untergrunde von Stettin und Umgebung und die Stettiner Stahlquelle.

Von Herrn **O. v. Linstow** in Berlin.

Hierzu Tafel 9.

Bohrungen.

Obere Kreide ist in Stettin und Umgegend an einer Reihe von Punkten erbohrt, die im Folgenden aufgeführt sind:

Nr.	Lage	Tiefe, in der die Kreide auftritt m	Mächtigkeit der Kreide m
1.	Eisenwerk Kraft	104	angebohrt
2.	Vulcan	90—305	215
3.	Bredow	47—55	8
4.	Alt-Damm	22,5	angebohrt
5a.)	Grünhof, Bockbrauerei	105,5—112,5	7
5b.)		92	angebohrt
6.	Branntwein-Brennerei von Dramburg und Hertwig	92	angebohrt
7.	Grüne Schanze	111—113	2
8.	Auguste-Viktoria-Schule	116—215	99
9.	Grenadier-Kaserne	110—130	20
10.	Baugewerkschule	119,2—210	90,8
11.	Bergschloß-Brauerei	28,9—40,2	11,3
13.	Greifenhagen (Lager I, Nr. 7) . . .	10,7—63,5	52,8
20.	Gartz	70—84	14.

Die genaueren Profile sind auf S. 154—160 angeführt.

In keiner der Bohrungen ist die Kreide durchsunken.

Außer diesen Punkten tritt Kreide mehrfach in der Buchheide zu Tage, alle diese Vorkommen stellen aber im Diluvium schwimmende wurzellose Schollen dar. Die größte Mächtigkeit der Kreide von Finkenwalde beträgt beiläufig 34,41 m (Bohrloch 28, Ende der 60er Jahre des vorigen Jahrhunderts). Unter ihr wurden jedesmal Septarienton oder Geschiebemergel oder fluvioglaziale Kiese des Diluviums angetroffen. Deecke schätzt die fortbewegte Masse auf mehr als 2 Mill. cbm[1]). Auch die Kreide von Katharinenhof bildet eine Scholle, Penck berechnete[2]) beiläufig ihren Inhalt auf 25 Mill. cbm, ihr Gewicht auf über 50 Mill. t.

Von den beiden durch G. Müller[3]) bekannt gewordenen Vorkommen westlich von Stettin bei Sparrenfelde und auf dem Exerzierplatz von Kreckow erwies sich das erstere gleichfalls als ein Geschiebe; das Bohrprofil (1898) lautete:

2—12 m Kreidemergel,
12—13 » Geschiebemergel.

Gänzlich unbestimmt lautet eine alte Angabe[4]) vom Jahre 1821, daß bei »Klütz, eine Meile oberhalb Damm« Kreide anstehe.

Im Gegensatz zu diesen Vorkommen handelt es sich bei den oben angeführten Bohrungen um anstehende Kreide. Dafür spricht nicht nur ihre große, 215 m übersteigende Mächtigkeit, sondern auch vor allem das Auftreten einer weiter unten besprochenen Sole in der Bohrung auf der Lastadie (Bohrloch Nr. 6). Wie man nämlich die Kreide in 92 m Tiefe erreichte, stürzte ein Strom artesischen Wassers durch das Rohr bis zu Tage. Wäre die hier erbohrte Kreide eine Scholle, so wäre weder das Auftreten einer ziemlich starken ($4^1/_2$ %) Sole, noch ihr Emporsteigen bis zu Tage zu erklären.

Schließlich deutet auch die gewaltige Ausdehnung der Kreide

[1]) W. Deecke, Geologie von Pommern. Berlin 1907, S. 290.

[2]) A. Penck, Die Geschiebeformation Norddeutschlands. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 31, 1879, S. 143.

[3]) Erl. z. geol. Spezialkarte v. Preußen. Lief. 67, Bl. Kreckow.

[4]) W. Schultz, Beiträge zur Geognosie und Bergbaukunde. Berlin 1821, S 14.

von Greifenhagen darauf hin, daß sie hier ansteht und nicht etwa eine Scholle ist. Denn hier wurden im Jahre 1909 unmittelbar südlich der Stadt eine größere Anzahl von Bohrungen niedergebracht, die sämtlich in geringer Tiefe Kreide antrafen. Es betrug das Deckgebirge beim Kreidelager I (20 Bohrungen) 2,6—16,8 m, beim Lager II (34 Bohrungen) 4,5—15,2 m. Die wichtigsten Bohrungen sind unter Nr. 13—19 auf S. 158 u. 159 angeführt.

Im Jahre 1910 wurden weitere 6 Bohrungen unmittelbar westlich der Stadt, an der Brücke, auf Kreide fündig; die Mächtigkeit des Deckgebirges betrug 8—16 m, in der Kreide wurden 2—10 m gebohrt. Wichtig ist noch eine im Jahre 1906 auf dem halben Wege zwischen Greifenhagen und Gartz angesetzte Bohrung, die in 8,7 m Tiefe Kreide antraf. Sie beweist durch die Höhenlage, in der die Kreide auftritt, daß wohl das gesamte Gebiet zwischen Greifenhagen und diesem Punkt (4 km!) aus einer annähernd ebenen Platte von Kreide besteht.

Alter der Kreide.

Am sichersten ist das Alter der Kreideschollen von Finkenwalde und Katharinenhof in der Buchheide ermittelt. Dem Fossilinhalte nach stimmen diese Vorkommen mit der Kreide von Rügen überein, nicht aber nach der petrographischen Beschaffenheit. Denn die Kreide von Finkenwalde ist keine weiße Schreibkreide, sondern eine mehr weißgraue, tonige Kreide; vor allem aber fehlen hier die Feuersteinbänke gänzlich.

Die genaueren Altersbeziehungen hat Deecke festgestellt[1]): eine Bohrung bei der Villa Wedding in Saßnitz auf Rügen ergab nach 0,5 m Lehm (Diluvium) bis 213 m weiße Kreide; aber die zuerst in etwa 1 m Abstand auftretenden Feuersteinbänke wurden nach der Tiefe zu allmählich seltener. Daraus dürfte bei der Übereinstimmung der Fossilien beider Vorkommen folgen, daß auf Rügen Obere Mucronatenkreide mit Feuersteinen, bei Finkenwalde Untere Mucronatenkreide ohne Feuersteine vorhanden ist.

Von der durch die Bohrungen erschlossenen Kreide ist die

[1]) W. Deecke, a. a. O., S. 91.

von der Grünen Schanze durch Behm untersucht[1]). Wenn er meint, daß diese eine auffallende Ähnlichkeit mit der von Lebbin (Oberturon) habe, so läßt sich diese Angabe durch die chemische Analyse nicht erweisen. Denn diese ergab Folgendes:

	Kalk	Ton
Rügener Kreide, bei 100° C getrocknet	92,98 v. H.	7,02 v. H.
Lebbiner Kreide, ebenso behandelt	87,3 »	12,70 »
Kreide aus der Wolfsschlucht bei Finkenwalde .	78,69 »	21,31 »
Kreide aus der Zementfabrik Stern bei Finkenwalde	78,75 »	21,25 »
Kreide aus dem Bohrloch 7 (Grüne Schanze) . .	83,30 »	14,70 »
Dieselbe nach Abschlämmung des Sandes . . .	78,78 »	21,22 »

Wie man sieht, nimmt die Kreide der Grünen Schanze in Bezug auf den Kalkgehalt fast genau die Mitte ein zwischen der von Lebbin und Finkenwalde. Ferner muß man hervorheben, daß man im Handstück die Kreide von Lebbin von der Finkenwalder nicht zu unterscheiden vermag. Das Wichtigste ist aber, daß der Kreide von der Grünen Schanze Feuersteine vollkommen fehlen, die dagegen bei Lebbin in reichlichem Maße vorhanden sind, wenn auch in anderer Ausbildung als in der Oberen Mucronatenkreide. Daraus dürfte hervorgehen, daß wir es auch hier mit Unteren Mucronatenschichten zu tun haben. Von den übrigen Kreidevorkommen von Stettin usw. wissen wir nur, daß es sich in den meisten Fällen um eine typische weiße oder hellgraue Kreide handelt, und daß bei keiner von ihnen Feuersteine angetroffen sind. Es sei auch noch darauf hingewiesen, daß z. B. bei der Bohrung der Auguste-Viktoria-Schule (Nr. 8) die letzten 99 m von 116—215 m innerhalb 8 Tagen ohne Verrohrung niedergebracht wurden. Das ist eine technische Leistung, die sich bei harter, kieseliger Kreide oder bei Auftreten zahlreicher Feuersteinbänke nicht erzielen ließe.

Es erscheint daher nicht ausgeschlossen, daß das gesamte Gebiet von Stettin und Umgebung im Untergrunde ganz überwiegend

[1]) Behm. Über die Bildung des unteren Oderthals. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 18, 1866, S. 795.

einem einzigen Horizonte, nämlich der Unteren Mucronatenkreide angehört. Das wäre um so einleuchtender, als doch auch die Heimat der Finkenwalder Scholle nicht allzuweit von Stettin, und zwar nördlich von der Buchheide zu suchen ist (Dammscher See?).

Aber auch nach Westen zu, in der Richtung auf Pasewalk, scheint sich dieser selbe Horizont, wenn auch unter Verminderung seiner Mächtigkeit, weiter fortzusetzen. Denn Deecke gibt eine Bohrung von Löcknitz (westlich des Dorfes an der Kleinbahn) bekannt[1]), bei der folgende Schichten durchsunken wurden:

0—	38 m	Diluvium
38—	80 »	Kreide
80—	92 »	Kreide mit harten Stellen
92—107	»	harte Kreide
107—110	»	weiße Kreide
110—140	»	sandige Kreide.

Deecke neigt dazu, in dem Lager bis zu 80 m den Finkenwalder Horizont zu erblicken, die Schichten bis 107 m als Kieselkalke der Quadratenkreide aufzufassen und den Rest als Granulatenkreide.

Wenn man an der großen Mächtigkeit der Unteren Mucronatenschichten Anstoß nimmt — Deecke gibt ihnen nur gegen 40 m —, so muß man doch berücksichtigen, daß wir von diesem Horizont mit Ausnahme, daß er bei Finkenwalde gegen 35 m beträgt, wenig wissen. Es ist daher sehr gut denkbar, daß die 91 m in der Bohrung Nr. 10 (Baugewerkschule) und die 99 m in Nr. 8 (Auguste-Viktoria-Schule) vollkommen zur Unteren Mucronatenkreide zu ziehen sind, während es andererseits nicht in Abrede gestellt werden soll, daß von den 215 m der Vulcanbohrung die tieferen Lagen bereits zur kieselsäurereicheren Kreide der Quadratenschichten oder noch tieferen Horizonten gehören können.

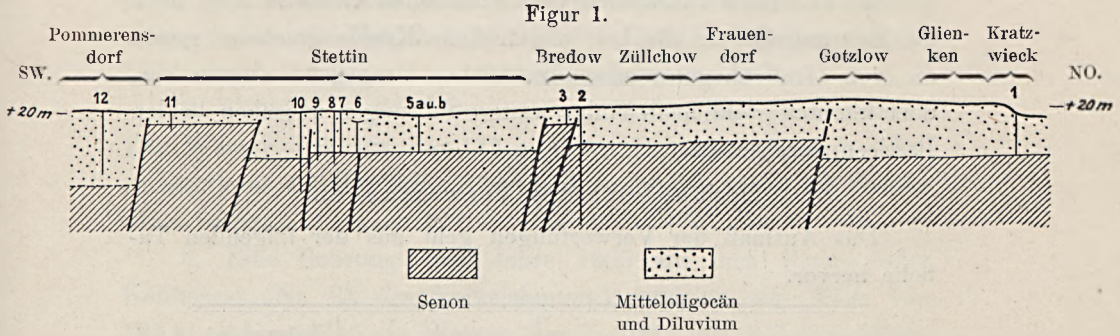
Störungen in der Kreide.

Legt man ein SW.—NO. verlaufendes Profil durch die Kreidebohrungen von Stettin, so sieht man (s. Fig. 1), daß die Ober-

[1]) W. Deecke, a. a. O., S. 114.

fläche der Kreide in wechselnden Tiefen erreicht ist, die gesamte Kreide ist von einer Anzahl von Störungen getroffen. Daß es sich nicht etwa um eine unregelmäßige, kupierte, aber störungslose Oberfläche, sondern tatsächlich um echte Verwerfungen und Spalten handelt, geht aus dem Auftreten der weiter unten behandelten Solquellen hervor, die auf diesen Rissen aufsteigen. Zudem lagert unmittelbar auf der Kreide meist Septarienton des Mitteloligocäns. Diese Meeresbildung hätte aber die etwa in der Kreide vorhandenen, oft nicht unbeträchtlichen Höhenunterschiede längst eingeebnet oder verwischt, nicht aber als horstartige Erhebungen stehen gelassen.

Figur 1.



Längenmaßstab 1 : 100000. Höhenmaßslab 1 : 20000.

Profil durch die Kreideablagerungen im Untergrunde von Stettin.

Die Lage der Verwerfung, die zwischen der Bohrung Eisenwerk Kraft und Vulcan gezogen ist, ist unsicher, da die Entfernung zwischen beiden Bohrpunkten recht groß ist. Jedenfalls wird sich wohl noch die eine oder andere Störung in diesem Gebiete nachweisen lassen, wenn weitere Bohrungen hier niedergebracht sind.

Mit der Bohrung Nr. 3 in Bredow ist diejenige von Alt-Damm (Nr. 4) verbunden, da in ihnen die Oberfläche der Kreide in nahezu gleichem Niveau getroffen wurde. Die Lage der Spalten, die diesen Horst begrenzen, ist nach NO. ziemlich genau festgelegt, etwas mehr Spielraum hat man nach SW. zu.

Die nun folgenden Bohrungen 5a u. b, 6, 7, 8 und 9 liegen sämtlich in einer Ebene, sind aber durch die oben schon erwähnte

solbringende Spalte auf der Lastadie unterbrochen. Tektonisch stellt diese Ebene einen Graben gegenüber dem Horst von Alt-Damm dar; ihm folgt ein zweiter kleinerer Staffelbruch mit Bohrung Nr. 10, an den sich ein neuer Horst anschließt. Wie sich die Verhältnisse von da an weiter nach SW. zu entwickeln, ist ungewiß. Sicher folgt aber zunächst ein tiefer Abbruch, da im Bohrloch Nr. 12 von Pommerensdorf die Kreide mit 160 m Tiefe noch nicht erreicht war, die Bohrung blieb im Septarienton stecken.

Das große Gebiet zwischen Pommerensdorf und Greifenhagen ist aus Mangel an tieferen Bohrungen noch nicht näher bekannt.

Im äußersten Südwesten des behandelten Gebietes liegt noch die Bohrung Gartz; die hier angetroffene Kreide erscheint gegen die von Greifenhagen und südwestlicher Umgegend abgesunken, doch könnten wohl noch einige weitere Störungen zwischen beiden Partieen durchsetzen.

Sprunghöhe der Verwerfungen.

Das Ausmaß der Verwerfungen geht aus der folgenden Tabelle hervor.

Von NO. nach SW.	Sprunghöhe	Steigen (+) oder Fallen (—) der verworfenen Komplexe
Bohrloch 1 zu 2	38 m	+
» 2 » 3 u. 4 . . .	53 »	+
» 3 u. 4 zu 5—9 . .	78 »	—
» 5—9 zu 10 . . .	17 »	—
» 10 zu 11	etwa 93 »	+
» 11 » 12	über 125 »	—
» 13—19 zu 20 . . .	52 »	—

Solquellen.

Es war schon oben angedeutet, daß auf diesen Spalten und Verwerfungen Solen zirkulieren. An solchen konnten nachgewiesen werden:

1. Die auf S. 131 angeführte Bohrung der Branntwein-Brennerei von Dramburg und Hertwig (Lastadie). Es war auch schon hervorgehoben, daß die Sole bis zu Tage stieg und ziemlich hoch war ($4\,^1/_2\,\%$). Das artesische Wasser enthielt[1]) in 1 Liter 48,475 g Rückstand, darin waren

Cl	2,644 = NaCl 4,3582 %
CaO	0,1255 %
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	0,0797 »
SO_3	0,0137 »
NH_3	0,0008 »

Die drei nächsten Bohrungen liegen etwas entfernt von dieser selben Spalte, ihr Solgehalt ist daher — infolge Vermischung der Sole mit Grundwasser — erheblich geringer.

2. Brunnen in der Schwimm- und Badeanstalt am Roßmarkt. Das Wasser, das aus dem 75 m tiefen Brunnen gepumpt wird, enthält[1]) auf 100000 Teile 7,10 Cl, d. h. doppelt soviel als Wasser sonst besitzt.

3. Eine Bohrung vom Jahre 1903 auf dem Kraut- oder Kohlmarkt (Nr. 21 des Verzeichnisses) erreichte eine Tiefe von 101 m und erschloß ein Wasser, das in 100 Liter 528,20 g Rückstand und 284,70 g Chlor (oder 469,8 g Kochsalz) enthielt. Das entpricht aber ungefähr einer $^1/_2$-prozentigen Sole.

4. Aus dem Bohrloch des Schweizerhofs bei der Börse, das eine Tiefe von 92,7 m besaß (Bohrloch Nr. 22 des Verzeichnisses), stieg aus 89,0—92,7 m ein Wasser zu Tage, das in 100 Liter 465,8 g Rückstand, davon 244,9 g Chlor (= 402,3 g Kochsalz) besaß. Auch hier handelte es sich um eine nahezu $^1/_2$-prozentige Sole.

Betraf die Bohrung auf der Lastadie eine Spalte, die die Kreide ohne Verwerfung durchsetzt, so tritt bei dem nächsten Punkt die Sole in unmittelbarer Nähe einer Verwerfung auf.

---

[1]) W. Deecke, Neue Materialien zur Geologie von Pommern. I. Mitt. Naturw. V. f. Neu-Vorpommern und Rügen. 32. u. 33. Jahrg. Greifswald 1901 u. 1902, S. 65. II. Ebenda 37. u. 38. Jahrg., Greifswald 1906 u. 1907, S. 88 u. 89. — Auch die Solbohrungen 2—4 und 6—7 dort aufgeführt.

5. Es wurde nämlich (etwa 1906) bei der Brauerei von C. Lefèvre, Oberwieck 3, auf dem Unterhof, dicht an der Oder, eine Bohrung ausgeführt, die ein so salziges Wasser erschloß, daß es für Brauereizwecke nicht verwandt werden konnte. Die Tiefe der Bohrung betrug 105 m, eine Analyse des Wassers war trotz aller Bemühungen nicht zu erlangen.

Ob und wie viele Solquellen in dem Gebiet zwischen Stettin und Greifenhagen auftreten, muß weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben, sichere Kenntnis von Solen haben wir erst weiter südlich, nämlich bei

6. u. 7. Gartz. Hier wurde in zwei Brunnen salzhaltiges Wasser nachgewiesen, 100000 Teile enthielten

Cl 14,91	SO_3 15,20	Na Cl 0,024 %
25,56	25,53	0,042 » .

Auch diese Solen werden einer die Kreide durchsetzenden Spalte entstammen, vielleicht jener Verwerfung, durch die die Kreide von Gartz gegenüber der von Greifenhagen ins Liegende verworfen ist.

Herkunft der Solen.

Was die Herkunft der Solen betrifft, so unterliegt es kaum einem Zweifel, daß ihre Heimat in dem gewaltigen Salzbecken des Oberen Zechsteins zu suchen ist, das im norddeutschen Tieflande unterirdisch eine recht erhebliche Verbreitung besitzt.

Richtung der Spalten.

Über die Richtung der Spalten läßt sich zurzeit Genaueres nicht angeben, man kann nur der allgemeinen Anschauung folgen, daß Vorpommern, bis zu einer gewissen Grenze auch Hinterpommern, im Untergrunde von einer ganzen Anzahl hercynisch streichender Störungen durchzogen ist, die ihrerseits zum Teil wohl von Querbrüchen abgelöst werden. Auf diese Weise werden wir in dem unterirdischen festen Gebirge ein etwa schachbrett- oder mosaikartiges Bild zu erwarten haben. Wiederholt ist, besonders von Geinitz und Deecke, versucht worden, diese Linien näher festzulegen, es haben sich dabei eine ganze Anzahl paralleler, von

NW. nach SO. verlaufender Linien ergeben, die stets durch Solquellen oder durch eine auffallende Salzflora gekennzeichnet sind. Insonderheit ist letzterer Forscher geneigt[1]), die Solquelle auf der Lastadie mit dem Salzvorkommen von Koblentz bei Pasewalk in Verbindung zu bringen. Neuerdings veröffentlichte Soenderop einige Salzstellen aus dem Kreise Pyritz[2]), die in der hercynischen Streichrichtung (nach SO. oder OSO.) liegen und sehr wohl mit unseren Spalten in Verbindung stehen könnten.

Wenig wahrscheinlich ist es, daß unsere Brüche einen westöstlichen Verlauf besitzen, die beiden Bohrungen von Bredow (Nr. 2 u. 3) liegen genau in westöstlicher Richtung, sind aber durch eine Verwerfung von 53 m Sprunghöhe von einander getrennt.

Über das Einfallen der die Gräben und Staffelbrüche begrenzenden Spalten lassen sich gegenwärtig keine bestimmten Angaben machen, da es zu einer genaueren Fixierung der Lage einer ungleich größeren Anzahl von Bohrungen bedürfte, als man tatsächlich zur Verfügung hat. Nun haben aber neuere Untersuchungen gezeigt, daß derartige Gräben und Staffeln meist nicht, wie man früher annahm, seitlich von widersinnig gerichteten Flächen begrenzt werden, sondern von gleichsinnig einfallenden. Nachgewiesen ist dieses Verhalten der Störungen vor allem durch Denckmann in dem Grabengebiet der Siegerländer und benachbarten Spateisensteingänge[3]), er bezeichnet derartige Erscheinungen nach gütiger mündlicher Mitteilung als isoklinale Grabeneinbrüche. Aus diesem Grunde sind auch in der Profilzeichnung sämtliche

[1]) W. Deecke, a. a. O. (Neue Materialien, I), S. 65.

[2]) P. Ascherson, Die Salzstellen der Mark Brandenburg, in ihrer Flora nachgewiesen. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 11, 1859, S. 94.

Fr. Soenderop, Der Oberflächenbau des Kreises Pyritz in Pommern. Stettin 1911, S. 58 u. 59.

[3]) A. Denckmann, Zur Geologie des Müsener Horstes. Zweite Mitt. Zeitschrift d. D. Geol. Ges. 62. 1910. Monatsber. S. 724—729. Mit 4 Textfig. Ferner: Neuere Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge. Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 6, Berlin 1912. Siehe auch: Verh. der Naturhist. V. d. pr. Rheinlande u. Westf. 66. 1909. Bonn 1910. Berichte (D), S. 93—96.

Brüche als von isoklinalen Spalten begrenzt gezeichnet, wobei es ungewiß bleiben muß, ob sie alle nach SW. oder alle nach NO. zu einfallen.

Alter der Störungen.

Schwierig ist es ferner auch, das genauere Alter der Störungen festzustellen.

An dem geologischen Aufbau beteiligen sich bei Stettin von anstehenden Bildungen nur Kreide, Mitteloligocän und Quartär. Was an Miocän beobachtet ist, dürften ausschließlich Schollen sein, und von den sog. oberoligocänen Meeressanden hat Verf. gezeigt[1]), daß sie eine terrestrische Bildung darstellen und in das Miocän zu stellen sind.

Es ist daher vor allen Dingen zu erörtern, wie weit sich die Spalten nach oben hin fortsetzen. Daß sie jünger sind als Kreide, ist selbstverständlich, schwieriger zu ermitteln sind ihre Beziehungen zum Septarienton. Nun hat die geologische Untersuchung der Umgebung von Stettin, insonderheit des nach N. zu gelegenen Plateaus, ergeben, daß der hier in der Hochfläche vorhandene Septarienton fast ausnahmslos im Diluvium schwimmende Schollen bildet; die Mächtigkeiten einzelner Geschiebe sind weiter unten angegeben. Ebenso sicher ist es aber auch, daß der in der Tiefe vorhandene und oft unmittelbar auf der Kreide ruhende Ton eine anstehende Bildung und keine Scholle ist. Dafür spricht einmal der Umstand, daß dieser Ton in der Stadt Stettin ein ausgezeichneter Wasserhorizont ist, das Grundwasser sammelt sich über dem undurchlässigen Ton als breiter Strom an und bewegt sich in den darüber liegenden glazialen Sanden und Kiesen. Zum anderen ist das Verhalten der unten ausführlich beschriebenen Stahlquelle von Bedeutung; diese tritt unter 1,6 m Septarienton in 15,5 m Tiefe auf und liefert ein bis 1,25 m über Tage aufsteigendes Wasser. Wäre dieser Ton verschleppt, so wäre hier das Auftreten von Druckwasser unerklärlich.

Schließlich ist noch ein Punkt zu berücksichtigen. Wenn

[1]) Die geologische Stellung der sog. oberoligocänen Meeressande. Dieses Jahrb. f. 1911, II, S. 198—200.

nämlich die Störungen zwar jünger als die Oberkreide, aber zugleich älter als das Mitteloligocän wären, also eocän oder unteroligocän, so könnte das heute noch vorhandene ziemlich steile Aufragen der weichen Kreidehorste kaum verstanden werden, das Mitteloligocän-Meer hätte bei seiner Transgression diese lockeren Erhebungen längst eingeebnet.

Wir kommen daher zu der Ansicht, daß der in der Tiefe vorhandene Septarienton — im Gegensatz zu den oberflächlich verschleppten Schollen des Plateaus — anstehendes Gebirge darstellt, und daß mithin die Spalten durch den Septarienton hindurchsetzen. Auf diese Weise sind wir in der Lage, das Alter der Verwerfungen und Spalten ein wenig mehr einzuengen, sie müssen jünger als Mitteloligocän sein.

Einen weiteren direkten Anhalt zur Festlegung der Altersbeziehungen haben wir nicht, die Störungen können oberoligocän, miocän, pliocän oder diluvial sein. Nun sind in Deutschland Verwerfungen oberoligocänen oder pliocänen Alters kaum oder nur wenig bekannt, um so reicher war aber die Miocän-Zeit an tektonischen Bewegungen, die zumeist an Ausmaß ziemlich hohe Beträge erreichten. Aber aus noch späterer Zeit, dem Diluvium, mehren sich die Nachrichten über Störungen.

Einen positiven Beweis, daß unsere die Kreide durchsetzenden Störungen ein diluviales oder ein miocänes Alter besitzen, haben wir nicht, wir sind nur indirekt in der Lage zu zeigen, daß sie wahrscheinlich eiszeitlicher Entstehung sind. Denn wir sind aus dem unten angeführten Grunde genötigt, während dieser Periode nicht unerhebliche Krustenbewegungen anzunehmen, wir werden noch bestätigt in dieser Annahme durch die Tatsache, daß wir auch aus anderen Gegenden Norddeutschlands Bewegungen der Erdrinde kennen, die sich sicher in dieser Periode vollzogen haben.

Nehmen wir während der diluvialen Eiszeit ein dreimaliges Vorrücken des Eises an, das durch zwei Interglazialzeiten unterbrochen war, so müssen vor allem zur Zeit des jüngeren Interglazials erhebliche Störungen, und zwar Verwerfungen eingetreten

sein. Das geht mit Notwendigkeit hervor aus der großen Anzahl recht mächtiger Schollen, von verschleppten Bildungen, die heute im jüngeren Diluvium ruhen.

Diese Anschauung fußt auf der Überlegung, daß das Eis der letzten, jüngsten Vereisung bei seinem Vorrücken nur dann Komplexe von einer Mächtigkeit, die bis hundert Meter und darüber ging, verfrachten konnte, wenn es sich über ein in der letzten Interglazialzeit dislociertes Gebiet bewegte. Denn wären in dieser Zeit keine Bodenbewegungen eingetreten, die Höhenunterschiede von dem eben angeführten Ausmaß herbeiführten, so wäre der Transport derartig mächtiger Schollen durch das letzte Inlandeis unverständlich. Es müßte sich in diesem Falle das Eis mehr oder weniger glatt über das Gelände bewegt haben, ohne solche gewaltigen Massen aufnehmen zu können. Anders, wenn während der jüngeren Interglazialzeit das Gebiet, das vor dem Eise lag, durch eine Anzahl von Verwerfungen zerstückelt wurde. Dadurch wurden erhebliche Höhenunterschiede geschaffen, die nun, als Staffeln oder Horste aufragend, dem von neuem vordringenden Eise einen Widerstand boten. Dieser Widerstand wurde durch das Eis der letzten Vereisung dadurch gebrochen, daß die durch die Verwerfungen erzeugten Erhebungen teilweise oder gänzlich abgetragen und der Grundmoräne einverleibt wurden. Letztere transportierte dann die losgerissenen Schollen mehr oder weniger weit nach Süden und lagerte sie beim Abschmelzen des Eises wieder ab.

Daß es sich in der Tat um Störungen der jüngeren Interglazialzeit handeln muß, geht daraus hervor, daß diese dislocierten Schichten heute sämtlich im Oberen Diluvium, in Ablagerungen der letzten Vereisung, ruhen. Auch würden — bei Annahme der Präglazialzeit oder des älteren Interglazials als Zeitpunkt für die Störungen — die aufragenden Kreideschichten wohl kaum einem drei- oder zweimaligen Andringen der Eismassen standgehalten haben.

Gerade die Gegend von Stettin ist nun reich an derartigen mächtigen verschleppten Schollen.

Am längsten bekannt ist die Scholle von Finkenwalde. Hier beträgt die größte Mächtigkeit der Kreide 34,41 m, aber dazu ist noch der Betrag der auf ihr liegenden Braunkohlenquarzite zu rechnen.

Bei Gollnow, nordöstlich von Stettin, besitzt eine Scholle von Septarienton nach gütiger Mitteilung des Herrn Hess v. Wichdorff eine Stärke von 100 m.

Bei Züllchow wird ein Septarienton abgebaut (Portland-Zementfabrik), unter dem diluvialer Sand auftritt, der mit 42 m nicht durchbohrt ist. Der Ton selbst besitzt eine Mächtigkeit von 2—36,5 m, er scheint sich als Scholle recht weit in das Plateau fortzusetzen. Denn zwei Bohrungen, die weiter nördlich und nordwestlich angesetzt waren (1912), ergaben beide eine Scholle von je 25,1 m Septarienton unter 46 m Diluvium; diese Bohrungen erreichten eine Tiefe von über 80 m. Danach wird es sich vermutlich um eine recht ausgedehnte Scholle von Septarienton handeln, die drei Punkte bilden ein Dreieck von 1,0, 1,1 und 1,7 km Seitenlänge.

Auch bei der Bohrung Gartz (s. Verzeichnis der Bohrungen, Nr. 20) wurden zwei Schollen von Septarienton beobachtet, die 10 und 41 m dick waren. Ebenso kennen wir aus anderen Gegenden Norddeutschlands größere Schollen, die wohl auf dieselbe Weise verschleppt wurden wie die eben angeführten. Diese gesamten größeren Schollen sind in folgender Tabelle (S. 144) zusammengestellt.

Danach bewegt sich die Mächtigkeit dieser Schollen zwischen wenigen und über hundert Metern. Vergleicht man mit diesen Zahlen die Sprunghöhen der bei Stettin nachgewiesenen Verwerfungen (17 bis über 125 m), so sind das Beträge, die annähernd jenen gleichkommen. Man muß aber dabei berücksichtigen, daß die wahre Mächtigkeit der Sprunghöhen kaum noch zu ermitteln sein wird, da wir gegenwärtig die genaueren Horizonte der zu beiden Seiten einer Verwerfung liegenden Kreideschichten nicht feststellen können.

Lage	Geologischer Horizont	Mächtigkeit m
Finkenwalde	Untere Mucronatenkreide	über 35
Gollnow	Septarienton	gegen 100
Züllchow	»	2—36,5
Gartz	»	10 u. 41
Stralsund[1])	Kreide	100
Gollenberg[2]) bei Köslin	Miocän und Oligocän	gegen 100
Ost-Dievenow	Senon	10 u. 27
Treptow an der Rega	»	31
Fort Tschernow[3]) bei Sonnenburg (Neumark)	Miocän	65—68
Steinitten[4]) im Samland	Unteroligocän und Senon, z. T. auch noch Miocän	7—20
Osterode[5]) (Ostpr.)	Miocän, Oligocän und Senon	34.

Schon oben war kurz angedeutet, daß auch aus anderen Gegenden Verwerfungen interglazialen Alters bekannt geworden sind. Solche treten einmal bei Frankfurt a. O. auf, wie Verf. gezeigt hat[6]). Hier sind Schichten der Märkischen Braunkohlenformation (Miocän), z. T. auch noch älteres Diluvium, verworfen, die Sprunghöhen bewegen sich zwischen 4 und 80 m. Schon früher hatte R. Credner auf Rügen Störungen nachgewiesen[7]), die in die jüngere Interglazialzeit fallen, es sind dort Kreide und konkordant darauf liegendes älteres Diluvium ver-

[1]) Deecke, Geologie von Pommern, S. 288.

[2]) O. Schneider, Über den inneren Bau des Gollenberges bei Köslin. Dieses Jahrb. f. 1903. S. 410—419.

[3]) (K. Keilhack u. O. Tietze), Erl. z. Geol. Karte v. Preußen u. benachbarten Bundesst. Lf. 122. Bl. Sonnenburg. Berlin 1905. S. 17.

[4]) H. Hess v. Wichdorff, Ein neues Vorkommen von Phosphorit führender unteroligocäner Bernsteinformation und seine Natur als Diluvialscholle. Dieses Jahrb. f. 1911, II, S. 344—352.

[5]) A. Jentzsch, Große Schollen im Diluvium. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 53. 1901. S. 102—106.

[6]) Über Verwerfungen interglazialen Alters bei Frankfurt (Oder). Helios, 27. Bd. Berlin 1913. S. 87—92.

[7]) R. Credner, Rügen. Eine Inselstudie. Stuttgart 1893.

worfen, während sich über diesen dislozierten Schichten diskordant Bildungen der letzten Vereisung ausbreiten. Über das Ausmaß der Störungen schreibt CREDNER (a. a. O., S. 30): »Die Sprunghöhe der Verwerfungen schwankt zwischen weiten Grenzen und zwar zwischen Beträgen von wenigen Dezimetern und mehr als hundert Metern.«

Neuerdings ist KEILHACK auf diese Störungen zurückgekommen[1]) und zeigt, daß es sich tatsächlich um echte Verwerfungen der jüngeren Interglazialzeit handelt, nicht etwa um glaziale Pressungserscheinungen, wie von anderer Seite behauptet war. Nochmals sei hervorgehoben, daß es sich auch hier um Störungen in der Kreide handelt, deren Alter nunmehr sichergestellt ist.

Hält man es also nach diesen Ausführungen für möglich, daß die vorliegenden Störungen von Stettin ein jung-interglaziales Alter besitzen, so stehen mit dieser Anschauung jedenfalls die Sprunghöhen, soweit sie sich heute feststellen lassen, durchaus im Einklang; sie bewegen sich bei Stettin in denselben Grenzen wie die sicher interglazialen Verwerfungen von Frankfurt a. O. und auf Rügen.

Praktische Folgerungen.

Durch Entgegenkommen der Gas- und Wasserwerke in Stettin war es dem Verf. möglich, eine größere Anzahl (über 60) Bohrungen durchzuarbeiten, die als Vorarbeiten für eine ev. anzulegende neue Wasserversorgung der Stadt Stettin ausgeführt waren. Es ergab sich, daß keine einzige der Bohrungen anstehendes Tertiär erreicht hatte, sie waren sämtlich im Diluvium stecken geblieben. Wenn es auch aus wissenschaftlichen Gründen erwünscht ist, durch möglichst tiefe Bohrungen den Untergrund einer Gegend genauer kennen zu lernen, so müssen sich doch in diesem Falle die weiteren Untersuchungen auf das im Diluvium zirkulierende Grundwasser beschränken, da man bei zu tief getriebenen Bohrungen Gefahr läuft, in die Nähe einer der Kreidespalten zu kommen und somit ein salzhaltiges, zum Genusse untaugliches Wasser zu erschließen.

---

[1]) K. KEILHACK, Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen. Dieses Jahrb. f. 1912, I, S. 114—158. Mit 11 Taf. u. 13 Textfig.

Erdbeben.

An Erdbeben sind in unserem Gebiete folgende bekannt geworden.

1. Durch das Beben vom 20. Februar 1648, das mit einem gewaltigen Sturm verbunden war, wurde nahe bei Stettin ein Kirchturm um $10^1/_2$ Ellen (= 7 m) versetzt, angeblich, ohne Schaden zu leiden.

2. Beben vom 8. September 1710. Da dieses Vorkommen sowie das vorige auf Stettin beschränkt ist, so kann es sich möglicherweise um Bewegungen handeln, die sich auf der oben angeführten solführenden Spalte oder den Begrenzungslinien der Kreidegräben bemerkbar machten.

3. Lissaboner Beben vom 1. November 1755. Die Erschütterung selbst hat nicht bis in unsere Gegend gereicht, wohl aber veranlaßte sie eine Flutwelle, deren Oszillation noch Südschweden und die Ostseeküste berührten. Ferner trat in unserer Gegend die Oder bei Gartz aus ihren Ufern, riß Bauholz fort und blieb eine halbe Stunde in Unruhe. Eine Begleiterscheinung dieses Bebens war das an zahlreichen Punkten in Westeuropa festgestellte plötzliche Aufwallen und Wogen der Seen. In Vorpommern entstand zu dieser Zeit eine Quelle bei Treptow a. T.

4. Erdbeben vom 12. März 1883. Um 7^{40} Vormittags wurde in der Wollweberstraße ein westöstlich oder umgekehrt verlaufender Stoß wahrgenommen mit den Wirkungen des nächstfolgenden Bebens. Auch diese Erschütterung ist vereinzelt und kann vielleicht ebenfalls auf neue Spaltenbewegungen in Stettin hindeuten.

5. Das skandinavische Beben vom 23. Oktober 1904 wurde bis in die Gegend von Saßnitz, Stralsund, Greifswald und Stettin gespürt. An dem letzten Ort äußerte sich das Beben u. a. dadurch, daß eine sechsarmige Petroleumlampe und die Prismen zweier Armleuchter in kreisförmige Schwingungen gerieten, auch stellte sich bei dem Beobachter, der auf der linken Oderseite wohnte, ein momentanes Schwindelgefühl ein.

6. Am 9. Juli 1905 erfolgte ein schwaches Beben in Stettin, das sich in einer Kirche daselbst als Schwanken des Kronleuchters bemerkbar machte. Es heißt darüber in der Ostsee-Zeitung

Nr. 340 vom 22. Juli 1905: »Nach Schluß der Predigt im Hauptgottesdienst der St. Jakobikirche, am Sonntag dem 9. Juli cr., bemerkte ich um $^1/_2$12 Uhr, daß sich die sämtlichen schweren, vom Gewölbe an langen Stricken herabhängenden Kronleuchter plötzlich in pendelnde Bewegung ohne sichtliche Ursache setzten.«

Nun liegt aber die Jakobikirche genau über derjenigen Spalte, auf der weiter südöstlich (auf der Lastadie) die oben erwähnte Solquelle aufsteigt. Die Spalten besitzen, wie wir gesehen haben, eine hercynische Richtung, es wäre daher nicht ausgeschlossen, daß dieses Erdbeben auf Bewegungen zurückzuführen ist, die sich auf dieser Spalte geltend machten. Wenig Wahrscheinlichkeit hat dagegen die Annahme, daß diese Erschütterung ident sei mit einem starken Beben, das von der Laibacher Bebenwarte an dem gleichen Tage signalisiert, und dessen Entfernung von Laibach auf 7—8000 km angegeben wurde.

Die Stahlquelle von Stettin.

Im Juli des Jahres 1883 wurde auf dem rechten Ufer der Oder, auf der sog. Silberwiese (Bahnhofstr. 6/8, Grundstück von Hermann Lange) ein Bohrloch getrieben, das eine Tiefe von 15,5 m besitzt. Dadurch wurde ein stark eisenhaltiges und zugleich artesisches Wasser erschlossen, das bis 1,25 m über Tage steigt. Die tiefste Schicht vor Erreichung des Wassers bestand aus 1,6 m blauem, zähen, fetten Septarienton, der schon oben (S. 137) erwähnt war. Die Temperatur der Quelle beträgt unverändert 10,2° C, an Menge werden über 3000 l in der Stunde gefördert; das spezifische Gewicht (bei 18° C) wurde zu 1,000252 ermittelt. Die chemische Untersuchung ergab (R. Fresenius, 1884) Folgendes:

Die kohlensauren Salze sind als einfache Carbonate und sämtliche Salze ohne Krystallwasser berechnet:

a) In wägbarer Menge vorhandene Bestandteile in 1000 Gramm Wasser:

Kohlensaurer Kalk	0,202314
Kohlensaure Magnesia	0,015618
Kohlensaures Baryum	0,000129
Kohlensaures Eisenoxydul	0,071888
Kohlensaures Manganoxydul	0,002318

Chlornatrium	0,015859
Bromnatrium	0,000042
Jodnatrium	0,000013
Phosphorsaures Natron	0,002155
Schwefelsaures Natron	0,008166
Natron (an Humussäuren usw. gebunden)	0,010636
Schwefelsaures Kali	0,001423
Chlorlithium	0,000079
Chlorammonium	0,003968
Kieselsäure	0,051205
Wachsartige und harzige Stoffe	0,000480
Humussubstanzen	0,006725
Summe	0,393018
Kohlensäure mit den Carbonaten zu Bicarbonaten verbunden	0,125383
Kohlensäure, völlig freie	0,087966
Summe der Bestandteile	0,606367.

b) In unwägbarer Menge vorhandene Bestandteile:
Kohlensaures Strontian, Spur
Borsaures Natron, sehr geringe Spur.

Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate und sämtliche Salze ohne Krystallwasser berechnet:

a) In wägbarer Menge vorhandene Bestandteile in 1000 Gramm Wasser:

Doppelt kohlensaurer Kalk	0,291332
» kohlensaure Magnesia	0,023799
» kohlensaures Baryum	0,000158
» kohlensaures Eisenoxydul	0,099156
» kohlensaures Manganoxydul	0,002305
Chlornatrium	0,015859
Bromnatrium	0,000042
Jodnatrium	0,000013
Phosphorsaures Natron	0,002155
Schwefelsaures Natron	0,008166
Natron (an Humussäuren gebunden)	0,010636
Schwefelsaures Kali	0,001423
Chlorlithium	0,000079
Chlorammonium	0,003968

Kieselsäure	0,051205
Wachsartige und harzige Stoffe . . .	0,000480
Humussubstanzen	0,006725
Summe	0,518401
Kohlensäure, völlig freie	0,087966
Summe aller Bestandteile	0,606367.

Eine teilweise Nachprüfung (H. Fresenius, 1909) ermittelte Folgendes:

Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate und sämtliche Salze ohne Krystallwasser berechnet:

Doppelt kohlensaurer Kalk	0,293658
» kohlensaure Magnesia	0,030335
» kohlensaures Eisenoxydul . .	0,126243
Chlornatrium	0,034168
Schwefelsaures Natron	0,016423
Schwefelsaures Kali	0,004164
Schwefelsaurer Kalk	0,002063
Kieselsäure	0,039802
Summe	0,546856
Kohlensäure, völlig freie	0,035591
Summe	0,582447.

Demnach hat sich seit dem Jahre 1884 die Zusammensetzung der Stettiner Stahlquelle nicht wesentlich geändert, nur ist ihr Gehalt an doppelt kohlensaurem Eisenoxydul noch etwas stärker geworden als früher. Diese Erscheinung hat man auch an anderen Quellen beobachtet. So betrug früher bei der Helenenquelle zu Pyrmont (Fresenius, 1864) der Gehalt an doppelt kohlensaurem Eisenoxydul

36,6 mg in 1 kg Wasser;

inzwischen hat sich dieser Gehalt bis auf

48,8 mg gesteigert.

Was die Stettiner Stahlquelle auszeichnet, ist demnach ihr hoher Gehalt an kohlensaurem Eisenoxydul. Zum Vergleich sei dieser Gehalt von solchen deutschen Stahlquellen angeführt[1]), deren Gehalt an doppelt kohlensaurem Eisenoxydul 0,08 g in 1 kg übersteigt.

[1]) Deutsches Bäderbuch. Leipzig 1907.

	In 100 000 Teilen sind an Ferrohydrocarbonat etwa enthalten
Naumburg am Bober, Quelle I	32,4 (1839)
Berggießhübel, Augustusbrunnen	32,0 (1839)
Reipertsweiler (Unterelsaß), Sprachquelle	17,1
Goldberg (Meckl.-Schwerin)	14,6
König-Otto-Bad (Oberpfalz), Sprudel	14,16
Rippoldsau (Baden), Wenzelsquelle	13,69 (1826)
Bocklet (Unterfranken), Stahlquelle	13,49 (1857)
Naumburg am Bober, Quelle II	12,8 (1839)
Elster, Moorstichquelle B	12,7
Stettin, Stahlquelle	**12,62**
König-Otto-Bad, Ottoquelle	12,05
Berggießhübel, Friedrichsbrunnen	11,6 (1839)
Elster, Moorstichquelle A	11,6
Homburg vor der Höhe, Stahlbrunnen	10,96
Elster, Moorstichquelle C	10,0
Doberan, Stahlquelle	10,0
Salzhausen (Oberhessen), Stahlquelle	10,0
Polzin, Friedrich-Wilhelmsquelle	9,75
Liebenstein, Charlottenquelle	9,70
» , Herzog-Georg-Quelle	9,68
Elster, Moritzquelle	9,55
Kohlgrub (Oberbayern), Schmelzhausquelle	9,50
Elster, Königsquelle	9,37
Driburg, Wiesenquelle IV	9,37
Überlingen (Baden)	9,34
Langenschwalbach, Stahlbrunnen	9,33
Gottleuba (Sachsen)	9,13
Driburg, Wiesenquelle II	9,06
Liebenstein, Kasimirquelle	9,05
Driburg, Wiesenquelle III	8,75
Griesbach (Baden), Trinkquelle	8,71
Langenschwalbach, Neubrunnen	8,59

	In 100000 Teilen sind an Ferrohydrocarbonat etwa enthalten
Pyrmont, Hauptquelle	8,58
Driburg, Wiesenquelle II	8,44
» , Hauptquelle	8,28
Pyrmont, Brodelbrunnen	8,28
Alexisbad, Ernabrunnen	8,23
Driburg, Wiesenquelle I	8,15.

Diese Reihe ließe sich noch erheblich weiter fortsetzen, wenn man bedenkt, daß auch noch solche Brunnen als Stahlquellen angesprochen werden, die unter die Hälfte der zuletzt angeführten Werte heruntergehen. Ob der abnorm hohe Gehalt einiger zuerst mitgeteilten Angaben neueren Analysen standhalten wird, bleibt abzuwarten. Auf jeden Fall geht aus den Zahlenangaben hervor, daß die Stahlquelle von Stettin eines der eisenreichsten Gewässer ist, die wir in Deutschland kennen.

Die geologische Erklärung ist nach den Ergebnissen der Bohrung und der Analysen leicht.

Wie schon oben angedeutet, tritt das eisenhaltige Wasser unter einer nicht sehr mächtigen Lage von Septarienton auf, es entspringt also im Tertiär. Nun ist die geologische Entwicklung des hier in Frage stehenden Mitteloligocäns bei Stettin derart, daß diese Formation aus sehr mächtigen, zähen blauen oder blaugrauen Tonen besteht, die nach oben hin in eine küstennahe Bildung, die sog. Stettiner Sande, übergehen. Aber dieser Übergang vollzieht sich nicht plötzlich, sondern allmählich, im oberen Teile des Septarientones stellen sich zunächst vereinzelte Bänke von oft eigelben Sanden ein, die noch mit Tonbänken wechsellagern; weiterhin machen sie rein sandigen Bildungen Platz. Sehr gut sieht man diesen Übergang an der westlichen Straße von Stettin nach Warsow, und zwar an der westlichen Seite eines ziemlich tiefen Einschnittes, der sich etwa 900—1000 m nördlich vom Bahnübergange befindet.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Diese Grenzschichten sind es aber, die bei der Bohrung der Stahlquelle getroffen sind. Das Wasser stammt aus den Stettiner Sanden, die, wie schon die intensiv gelbe Farbe zeigt, einen nicht unerheblichen Gehalt an Eisen führen. Genaue Analysen haben Folgendes festgestellt: es betrug der Gehalt an Eisenoxyd (erste Ziegelei nördlich von Gotzlow) in drei Proben (G. Lattermann)

5,32 % F_2O_3
16,77 » »
26,42 » » .

Das Eisen findet sich indessen in den Stettiner Sanden nicht nur in Form von feinverteiltem Eisenoxyd (oder Hydroxyd), sondern auch, abgesehen von Schwefelkies-Knollen, angereichert in den sog. Stettiner Kugeln. Das sind Ausscheidungen von Toneisensteinen, d. h. einem durch Ton, Sand usw. verunreinigten kohlensauren Eisenoxydul. Und gerade auch von der Auflösung und Zersetzung dieses Minerals dürfte der in den Analysen angegebene Gehalt an kohlensaurem Eisen und freier Kohlensäure herrühren.

Interessant sind die in den Analysen mitgeteilten Spuren von Strontium, wissen wir doch, daß die in den Septarien oft vorhandenen weingelben Krystalle von Kalkspat gern geringe Mengen von Strontium beigemengt enthalten.

Daß die Stettiner Stahlquelle nicht in diluvialen Schichten, sondern in tertiären entspringt, geht nicht nur aus den eben geschilderten Lagerungsverhältnissen hervor, sondern auch aus den Analysen. Zum Vergleich seien einige Ergebnisse von Diluvialbohrungen aus Stettin und nächster Umgebung angeführt, die Verf. den Gas- und Wasserwerken zu Stettin verdankt. Die ursprünglichen Angaben — g Eisen im Liter — sind auf Ferrohydrocarbonat umgerechnet und auf 100000 Teile Wasser gebracht. Danach betrug der Gehalt an doppelt kohlensaurem Eisen in 100000 Teilen Wasser

beim Brunnen North	0,67
in Scheune	1,07

Chemische Fabrik in Pommerensdorf . . .	0,41 0,06
Quistorp	0,08
Nemitz (Armenhaus)	0,20
Güstow (Quelle)	0,24
Klein-Reinkendorf	0,56
Zuckerfabrik Scheune	0,56
Gemeinde Pommerensdorf	1,30
Kurow (Quelle)	0,06
Brunnen 1—19 in Pommerensdorf	0,09
Bohrung 30, Wussower Forst	0,43
» 41, Arndtstift	0,41
Nemitz, Sammelbehälter	0,16
» , Brunnen D	0,16.

Der Unterschied gegenüber den bei der Stahlquelle angeführten Werten springt in die Augen, der ungleich geringere Gehalt rührt daher, daß dieses Eisen von Mineralien des Diluviums stammt (Geschieben), die im Gegensatz zu dem leicht löslichen Eisenoxyd, Schwefelkies und Toneisenstein meist aus schwer angreifbaren Verbindungen bestehen (Silikate wie Granat, Augit, Hornblende, Biotit, Turmalin; daneben auch Oxyde wie Magneteisenstein und Titaneisen).

In wissenschaftlicher Beziehung ist ferner das Auftreten von Druckwasser in der Oderniederung unter Septarienton noch von Bedeutung. Denn das Aufsteigen des Wassers aus 15,5 m Tiefe bis 1,25 m über Tage zeigt, daß sich diese Tonbank unverritzt in das westlich anstoßende Gelände fortsetzen muß. Von einer tektonischen Entstehung des Odertales, wie das wohl gelegentlich ohne Spur eines Beweises behauptet ist, kann also an dieser Stelle keine Rede sein. Diese Tatsache fügt sich zwanglos anderen Beobachtungen ein, die ergeben haben, daß die größeren diluvialen Schmelzwasserrinnen oder Urstromtäler, soweit die Untersuchungen reichen, nicht tektonischen Ursprungs sind, sondern — noch dazu meist recht flache — Erosionserscheinungen dar-

stellen, die sich vor dem jedesmaligen Eisrande gegen Ende der letzten Vereisung bildeten. Ein derartiges Verhalten ist von Keilhack[1]) für das sog. Breslau-Magdeburger Urstromtal in der Gegend von Senftenberg nachgewiesen, vom Verf. für zwei Stellen des Muldetales (Gegend von Düben[2]) und bei Bitterfeld[3])).

Endlich spricht auch das Auftreten von festem Gebirge bei Greifenhagen in sehr geringer Tiefe nicht gerade für die Auffassung, daß das Odertal ein tektonischer Graben sei; die Bohrung I (Lager I) traf Kreide unter nur 2,6 m Alluvium an.

Zum Schluß ist es dem Verf. eine angenehme Pflicht, Herrn Direktor Knaut und Herrn Oberingenieur Spohn von den Gas- und Wasserwerken Stettins sowie Herrn Bohrunternehmer Sauerbier von der Firma Fr. Poepke ebenda seinen verbindlichsten Dank für die Überlassung zahlreicher Bohrergebnisse und Analysen auch an dieser Stelle auszusprechen.

Ergebnisse der Tiefbohrungen.

Nr. 1. Eisenwerk Kraft bei Kratzwieck (1907).

0—	2 m	Aufschüttung
2—	4 »	Blauer Ton
4—	13 »	Moorboden und Torf
13—	20 »	Weicher Schluffsand
20—	25 »	Grober Kies
25—	29 »	Feiner, weicher Sand
29—	30 »	Steingerölle
30—	34 »	Scharfer Kies mit Steingeröllen
34—	37 »	Harter Ton
37—	39 »	Ton mit Sandadern
39—	50 »	Ton mit Kreide
50—	75 »	Ton mit Sandadern und Kreide
75—	77 »	Schwarzer, toniger Moorboden
77—	95 »	Blauer Ton, fett

[1]) K. Keilhack, Über die Aufschlüsse des neuen Tagebaues Marga bei Senftenberg. Dieses Jahrb. f. 1908, II, S. 207—219.

[2]) Die geologischen Bedingungen der Grundwasserverhältnisse in der Gegend zwischen Bitterfeld und Bad Schmiedeberg (Sachsen). Ebenda für 1911, II, S. 188—197.

[3]) Die geologischen Verhältnisse von Bitterfeld und Umgegend. Neues Jahrb. f. Min. usw., Beilage-Bd. XXXIII, Stuttgart 1912, S. 754—830 (801!).

95— 98 m Weicher Sand
98—104 » Blauer, fetter Ton
bei 104 » Kreide.

Nr. 2. Bredow, Vulcan, Bredowerstraße (früher Wilhelmstraße; 1900/01).

0	— 10	m	Lehm
10	— 30	»	Blauer Ton
30	— 32,5	»	Schluff
32,5	— 66	»	Blauer Ton
66	— 70	»	Steingeröll
70	— 78	»	Geschiebemergel
78	— 80	»	Feiner Schlick
80	— 90	»	Blauer Ton
90	—110	»	Kreide
110	—115	»	Harte Kreide
115	—135	»	Kreide
135	—160	»	Harte Kreide
160	—195	»	Graue Kreide
195	—235	»	Harte Kreide
235	—305	»	Kreide.

Nr. 3. Bredow.

0—30 m (Proben fehlen)
30—42 » Geschiebemergel
42—47 » Diluvialer Sand und Kies
47—55 » Kreidemergel.

Nr. 4. Alt-Damm (1894). Höhenlage + 5 m.

2—22,5 m Diluviale Sande und Kiese
bei 22,5 » Weiße Schreibkreide.

Nr. 5a. Grünhof, Bockbrauerei, Pölitzerstr. 39/40. (Jetzt Union-Brauerei.)

0	— 10	m	Lehm
10	— 21	»	Feiner Sand
21	— 82	»	Ton
82	— 82,5	»	Kies
82,5	—105,5	»	Ton, blau, sehr fest
105,5	—112,5	»	Kreide.

Nr. 5b.

0	— 1	m	Auffüllung
1	—10	»	Lehm und Sand
10	—27,5	»	Schluffsand
27,5	—92	»	Ton, blau, sehr hart
bei 92		»	Schreibkreide.

Nr. 6. Branntweinbrennerei von Dramburg und Hertwig (Große Lastadie 25—28); 1897.

1—39	m	Sand mit sehr eisenhaltigem Wasser, Schlick, Humus, alluvialer Torf und Seeboden
39—41	»	Steinschicht, die gesprengt wurde
41—66	»	Blauer Ton, mit Wasserspülung gelöst
66—69	»	Stein- und Kiesschicht mit salzigem Wasser
69—82	»	Feiner Schluffsand, mit Ton gemengt
82—92	»	Harte Schicht mit Steinen
bei 92	»	Kreide.

Nr. 7. Grüne Schanze (an dem Beginn der Senkung des Terrains; 1861—63).

0— 1,9	m	Aufgeschütteter Boden
1,9— 9,4	»	Lehm mit Sandadern
9,4— 22,3	»	Ton mit *Fusus multisulcatus* Nyst.
22,3— 31,7	»	Triebsand
31,7— 46,2	»	Blauer Ton
46,2— 48	»	Feiner, graublauer Triebsand
48 — 50,8	»	Grauer, sandiger Ton
50,8— 58,4	»	Scharfer Sand mit Muschelbrocken und Braunkohlenstückchen
58,4— 80,4	»	Grauer, sandiger Ton
80,4— 82,9	»	Sand mit verschiedenen kleinen Geschieben von Quarz, Kalk, Schiefer und bituminösem Holz
82,9— 86,3	»	Ton mit Sand
86,3— 91,0	»	Kies mit Quarzbrocken und Sand
91,0— 95,1	»	Schwarzer Ton
95,1—105,2	»	Blauer Ton mit vielem Sand, kleinen Geschieben der norddeutschen Diluvialsande und nadelkopfgroßen Muschelfragmenten
105,2—111,5	»	Schwarzer, sehr fester Sand
111,5—113,3	»	Kreide.

Nr. 8. Auguste-Victoria-Schule, Elisabethstr. 27 (1894).

0— 12	m	Gelber Geschiebemergel
12 — 20	»	Grauer »
20 — 26,5	»	Dunkelbrauner, glimmerhaltiger, kalkfreier Ton (Miocänscholle)
26,5 — 33	»	Grauer Geschiebemergel
33 — 39	»	Dunkelbraune, glimmerhaltige Letten (Miocänscholle)
39 — 42	»	Hellgrauer Tonmergel
42 — 64	»	Grauer Geschiebemergel
64 — 72	»	Hellbrauner Tonmergel
72 — 78,5	»	Hellgrauer, kalkhaltiger, feinkörniger Sand
78,5 — 97	»	Grauer Geschiebemergel

97	— 97,5 m	Feinkörniger, hellgrauer Sand, kalkhaltig
97,5	—103,25 »	Hellgrauer Mergelsand
103,25	—104 »	Bunte, kiesige Sande, kalkhaltig
104	—104,75 »	Grauer Geschiebemergel
104,75	—105,75 »	Bunter, sandiger Kies, kalkhaltig
105,75	—116 »	Diluvialsand mit aufgearbeiteter Kreide
116	—215 »	Weiche, weiße Kreide ohne Feuersteine, in 8 Tagen unverrohrt gebohrt.

Nr. 9. Grenadierkaserne, Johannesstraße.

0	— 8 m	Auffüllung
8	—12 »	Geschiebemergel
12	—14 »	Geschiebemergel } mit Ziegelbrocken
14	—15 »	Kies } (verunreinigt)
15	—19 »	Geschiebemergel, gelb
19	—26 »	» grau
26	—28 »	Sand und Kies
28	—28,5 »	Weißer Sand mit Wasser
28,5	—35 »	Fetter, grauer Ton
35	—41 »	Ton mit Kiessandstrahlen
41	—50 »	Harter, blauer Ton mit Steinen
50	—56 »	Weicher, sandiger Ton
56	—60,5 »	Fetter Ton
60,5	—61 »	Sandiger Ton
61	—65 »	Blauer Sand mit Wasser, sehr fein, mit Braunkohlenspuren
65	—70 »	Blaugrauer Sand mit Wasser und Braunkohlenspur.

Später fortgesetzt und von 108—130 m angeblich Kreide erbohrt. Letztere Angabe wird durch das folgende, nur 6—700 m entfernte Bohrloch Nr. 10 bestätigt.

Nr. 10. Baugewerkschule, Barnimstr. 14 (1902).

0	— 1 m	Mutterboden
1	— 8,3 »	Gelber, steiniger Lehm, ziemlich fest gelagert
8,3	— 14 »	Grauer Geschiebemergel mit Steinen
14	— 16 »	Schluffiger Sand
16	— 18 »	Graublauer Geschiebemergel mit Steinen
18	— 21,1 »	Braune, sandige Einlagerung
21,1	— 24 »	Schwarzer, fetter Ton
24	— 27,5 »	Tiefblauer, fetter Ton, Geschiebemergel mit Steinen
27,5	— 29 »	Schluffiger, grober Sand mit Steinen
29	— 33 »	Grober Kiessand mit Wasser
33	— 35 »	Grober Sand mit Ton
35	— 40,1 »	Feiner, schluffiger Sand
40,1	— 41 »	Grober Kiessand
41	— 42 »	Schluffiger Sand
42	— 44,2 »	Grauer Geschiebemergel mit Steinen
44,2	— 46 »	Grauer, sandiger Schluff

46 — 80 m Graublauer Geschiebemergel mit Steinen
80 — 84 » Schluff
84 — 99,5 » Geschiebemergel, stark mit Steinen durchsetzt
99,5—105,6 » Sandiger Ton mit Steinen
105,6—109 » Harter Ton
109 —116,5 » Sandiger Ton
116,5—118 » Brauner, harter Ton
118 —119 » Quarzsand mit Ton
119 —119,2 » Grauer Sand
119,2—210 » Harte Kreide.

Nr. 11. Bergschloß-Brauerei[1]), Pommerensdorferstr. 24, südlich der Gasanstalt (etwa 1872).

0—20 m Sand
20 —23,5 » Kies
23,5—24,8 » Blauer Ton
24,8—28,9 » Sand
28,9—40,2 » Kreideton.

Nr. 12. Pommerensdorf, südlich vom Eisenbahnübergang, östliche Seite der Straße Stettin-Pommerensdorf (1895).

0— 10,5 m Gelber Geschiebemergel
10,5 — 12 » Mergelsand
12 — 29,6 » Gelber Geschiebesand
29,6 — 64 » Grauer, z. T. auch rötlicher, toniger Geschiebemergel
64 — 70 » Graubrauner Tonmergel
70 — 77 » Hellgrauer, feinkörniger Sand
77 — 87 » Grauer Tonmergel
87 — 94,25 » Mergelsand
94,25—117 » Grauer Geschiebemergel
117 —119 » Grober Kies
119 —123 » Dunkelgrauer Geschiebemergel
123 —131 » Toniger, feinkörniger Sand
131 —135 » Dunkelgrauer Geschiebemergel
135 —144 » Mergelsand
144 —150 » Toniger, feinkörniger Sand
150 —152 » Mergelsand
152 —160 » Grauer, fetter Tonmergel, Septarienton.

Die wichtigsten Bohrungen der Kreidewerke (I und II) Greifenhagen (1909).

Nr. 13 (Lager I, Nr. 1).

0— 2,6 m Grauer, stark sandiger Letten
2,6—31 » Kreide.

[1]) An Stelle eines alten Brunnens von 15 m Tiefe.

Nr. 14 (I, 4).

0— 2	m	Torf
2 — 5	»	Weißgrauer Sand
5 — 8	»	Gelblichgrauer sandiger Lehm
8 —11,9	»	Grauer, sandiger Lehm
11,9—42	»	Kreide.

Nr. 15 (I, 7).

0— 4,8	m	Torf
4,8—10,7	»	Grauer Sand
10,7—63,5	»	Kreide.

Nr. 16 (I, 13).

0— 6,45	m	Torf
6,45—16	»	Grauer Sand
16 —16,8	»	Grauer Sand und Kies
16,8 —47	»	Kreide.

Nr. 17 (II, 1).

0— 2	m	Torf
2 — 5,2	»	Grauer, gelber Sand
5,2— 7	»	Grauer Sand
7 — 7,6	»	Grauer Letten
7,6—38,7	»	Kreide.

Nr. 18 (II, 3).

0— 2,5	m	Torf
2,5— 4,4	»	Grauer Sand
4,4— 4,9	»	Graugrüner, stark sandiger Letten
4,9— 6,5	»	Grauer Sand
6,5— 7	»	Dunkelgrauer, stark sandiger Letten
7 —24,7	»	Kreide.

Nr. 19 (II, 22).

0— 4,5	m	Torf
4,5— 6,8	»	Grauer Sand
6,8—40	»	Kreide.

Nr. 20. Gartz, an der Straße nach Vierraden.

0— 3	m	Geschiebemergel
3— 8	»	Diluvialer Kies
8—16	»	» Sand
16—57	»	Scholle von Septarienton (41 m)
57—59	»	Geschiebemergel
59—69	»	Scholle von Septarienton (10 m)
69—70	»	Diluvialer Kies
70—84	»	Kreidemergel.

Nr. 21. Auf dem Kraut- oder Kohlmarkt (1903).

0— 15	m	Aufschüttung
15 — 20	»	Grauer Sand

20 — 26	m	Steine
26 — 52	»	Grauer, modriger Sand
52 — 59	»	Grauer Ton
59 — 63,5	»	Sandiger Ton
63,5— 65	»	Feiner, grauer Sand
65 — 67	»	Ton
67 — 71	»	Schlicksand
71 — 80	»	Fester Ton
80 — 80,2	»	Steine
80,2— 81	»	Steiniger Kies
81 — 87	»	Wassersand
87 — 91	»	Sandiger Ton
91 — 92	»	Schluffsand mit Steinen
92 — 93,5	»	Feiner Sand
93,5— 97,5	»	Kieselsteine
97,5—101	»	Weißer, scharfer Sand.

Nr. 22. Schweizerhof, bei der Börse (1903).

0—12	m	Alter Brunnen und Schutt
12 —14	»	Feiner Sand mit Steinen
14 —18,6	»	Scharfer Sand
18,6—22,8	»	Sandiger Ton
22,8—38	»	Grauer Schluff
38 —44	»	Feiner, weißer Sand
44 —54,5	»	Grauer Schluffsand
54,5—85,1	»	Fester, grauer Ton
85,1—87	»	Sandiger Ton mit Steinen
87 —89	»	Scharfer Kies
89 —92,7	»	Scharfer Sand mit Wasser.

Wichtigste geologische Literatur von Stettin (mit Finkenwalde und Alt-Damm).

1639. Micraelius, Vom alten Pommernlande. (S. 402: Finkenwalde).

1652. J. G. Schleder, Theatri Europaei sechster und letzter Theil. Frankfurt a. M. 1652. (S. 634 u. 635: Erdbeben in Stettin am 20. II. 1648).

1750. J. D. Denso, Physikalische Briefe. Stettin 1750. (Nr. III, S. 87: Kalke bei Stettin).

1779. Brüggemann, Ausführliche Beschreibung des gegenwärtigen Zustandes von Vor- und Hinterpommern. Stettin 1779. (Finkenwalde).

1821. W. Schultz, Beiträge zur Geognosie und Bergbaukunde. Berlin 1821. (S. 14: Kreide von Klütz oberhalb Alt-Damm).

1837. K. F. Klöden, Beiträge zur mineralogischen und geognostischen Kenntniss der Mark Brandenburg. X. und letztes Stück. Berlin 1837. (S. 46: Erdbeben in Stettin am 8. IX. 1710).

1846. T. E. Gumprecht, Zur geognostischen Kenntniss von Pommern. Karsten's Archiv f. Min., Geogn., Bergb. u. Hüttenk. 20. Berlin 1846, S. 404—474.

1850. H. B. Geinitz, Das Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland. Freiberg 1849—50. (S. 69: Finkenwalde).

1850. E. Beyrich, Mittheilung über ein neues Vorkommen des Septarienthones mit Conchylien bei Stettin, beobachtet durch Hrn. Plettner. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 2, 1850, S. 175.

1850. v. Hagenow legt einige Stettiner Kugeln und Septarien aus der Gegend von Stettin vor. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 4, 1850, S. 285.

1852. Plettner, Die Braunkohlenformation in der Mark Brandenburg. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 4, 1852. (S. 424: Stettin und Damm).

1852. A. E. Reuss teilt Hrn. Beyrich das Ergebnis der Untersuchung von Septarienton-Proben mit, die von dem Fort Leopold in Stettin stammen. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 4, 1852, S. 16—19.

1853. v. Hagenow berichtet über Kugeln im Stettiner Sand. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 5, 1853, S. 16.

1854. Behm berichtet an Hrn. Beyrich über das Auftreten von Stettiner Sand nördl. v. Stettin. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 6, 1854, S. 270—273.

1855. E. Beyrich, Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen zur Erläuterung einer Übersichtskarte. Abh. d. Kgl. pr. Akad. d. Wiss. z. Berlin f. 1855. Berlin 1856.

1855. H. Girard, Die norddeutsche Ebene. Berlin 1855 S. 211: Das Oderland.

1855. A. E. Reuss, Beiträge zur Charakteristik der Tertiärschichten des nördlichen und mittleren Deutschlands. Sitz.-Ber. d. k. k. Akad., math.-phys. Kl. Wien 1855, XVIII, S. 197—247. (Septarienton von Stettin). Mit 12 Taf.

1856. E. Beyrich, Die Conchylien des norddeutschen Tertiärgebirges. T. III Zeitschr. d. D. geol. Ges. 8, 1856, S. 258: *Fusus erraticus;* 278: *F multisulcatus;* 284: *F. elongatus* von Stettin.

1857. Behm, Die Tertiärformation bei Stettin. I. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 9, 1857, S. 323—353.

1857. v. d. Borne, Zur Geognosie der Provinz Pommern. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 9, 1857, S. 473—500.

1859. A. Lincke, Beiträge zur Kenntnis der Umgegend Stettins. Prog. d. Friedr.-Wilh. Schule. Stettin 1859, S. 1—21.

1860. R. Andree, Zur Kenntniss der Juraschiebe von Stettin und Königsberg. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 12, 1860, S. 573—591. Mit 2 Taf.

1860. Beyrich legt einen bei Meseritz gefundenen Tertiärblock vor, der aus der Gegend von Stettin stammt. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 12, 1860, S. 170.

1862. F. Roemer, Über die Diluvial-Geschiebe von nordischen Sedimentär-Gesteinen in der norddeutschen Ebene usw. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 14, 1862, S. 575—637.

1863. Behm, Die Tertiärformation bei Stettin, II. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 15, 1863, S. 420—454.

1864. O. Speyer, Die Tertiärfauna von Söllingen bei Jerxheim im Herzogthum Braunschweig. Palaeontographica IX, Cassel 1862—64, S. 247—338. (*Cancellaria evulsa* von Stettin.)

1864. Behm, Die Tertiärformation von Stettin. Amtl. Ber. d. 38. Vers. deutsch. Naturf. u. Ärzte. Stettin 1864, S. 80—98.
1865. Boll, Beiträge zur Geognosie Mecklenburgs. Arb. d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg, 19, 1865 (S. 94: Erdbeben in Stettin).
1866. Behm, Über die Bildung des unteren Oderthals. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 18, 1866, S. 777—806.
1866. A. E. Reuss, Die Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen des deutschen Septarienthones. Wien 1866.
1867. v. Koenen, Das marine Mittel-Oligocän Norddeutschlands und seine Mollusken-Fauna. I. u. II. Palaeontographica 16, Cassel 1867.
1867. Zincken, Physiographie der Braunkohle. Hannover 1867, S. 759 u. 760.
1868. A. Remelé, Geognostische Beobachtungen in der Umgegend von Stettin. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 20, 1868, S. 648—652.
1869. Zaddach, Beobachtungen über das Vorkommen des Bernsteins und die Ausdehnung des Tertiärgebirges in Westpreußen und Pommern. Königsberg i. Pr. 1869, S. 57.
1871. (Anon.) Geschiebe von Alt-Damm in Pommern. National-Zeitung vom 26. Nov. 1871.
1871. Giebelhausen, Die Braunkohlenbildungen der Provinz Brandenburg und des nördlichen Schlesien usw. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Sal.-W. im Preuß. Staate 19, 1871. (S. 48 u. 52: Stettin).
1872. G. Rose, Über ein großes Granitgeschiebe in Pommern. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 24, 1872, S. 419—423. (Alt-Damm.)
1875. H. Berghaus, Geschichte der Stadt Stettin. I. Bd. Berlin und Wriezen a. O. 1875.
1879. G. Berendt, Vorlage einiger Profile aus dem norddeutschen Flachlande. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 31, 1879, S. 216—217 (Tertiär von Stettin).
1879. A. Penck, Die Geschiebeformation Norddeutschlands. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 31, 1879, S. 117—206 (S. 120 u. 143: großes Kreidegeschiebe von Katharinenhof bei Finkenwalde).
1880. A. Remelé, Geschiebe vom Alter des Sadewitzer Kalkes. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 32, 1880, S. 648—650 (*Syringophyllum organum* Edw. u. H. v. Stettin).
1881. G. de Geer, Några ord om bergarterna på Åland och flyttblocken derifrån. Geol. Fören i. Stockholm Förh. 1881, No. 11, V, 469—484 (Krystalline Geschiebe von Stettin). M. 1 Taf.
1884. R. Fresenius, Die Stettiner Stahlquelle. Zeitschr. f. Mineralwasser-Fabr. I. Wiesbaden 1884, S. 20—22.
1884. R. Fresenius, Chemische Untersuchung der Stettiner Stahlquelle. Wiesbaden 1884, 19 S.
1884. Goeden, Beobachtungen über die Stettiner Stahlquelle. Stettin 1884, 31 S.
1884. G. Berendt, Kreide und Tertiär von Finkenwalde bei Stettin. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 36, 1884, S. 866—874 u. 882.
1884. Beyrich legt *Ammonites athleta*, Geschiebe von Stettin, vor. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 36, 1884, S. 404.

1884. A. Remelé, Über Kreidegeschiebe bei Eberswalde. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 36, 1884, S. 872 (Finkenwalde).

1885. G. Berendt, Das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg. Sitzungsber. d. Kgl. pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1885, 38, S. 863—886.

1885. G. de Geer, Über die zweite Ausbreitung des skandinavischen Landeises. Übersetzt und mit Anmerkungen versehen von F. Wahnschaffe. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 37, 1885, S. 177—206 (S. 203: Geschiebe von Stettin).

1885. A. Jentzsch, Das Profil der Eisenbahn Berent-Schöneck-Hohenstein. Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. f. 1885, S. 395—429. (S. 414 Anm.: Grand von Finkenwalde.)

1885. F. Klockmann, Charakteristische Diabas- und Gabbro-Typen unter den norddeutschen Diluvialgeschieben. Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. f. 1885, S. 323—346. (S. 334: Oeje-Diabas von Stettin.)

1885. A. Remelé, Katalog der beim internationalen Geologen-Congress zu Berlin im September und Oktober 1885 ausgestellten Geschiebesammlung. Berlin 1885.

1885. F. Roemer, Lethaea erratica. Palaeont. Abh. 2, 5. Berlin 1885.

1886. G. Berendt, Die bisherigen Aufschlüsse des märkisch-pommerschen Tertiärs usw. Abh. zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüring. Staaten. VII, 2, Berlin 1886. (S. 27: Braunkohlen und Septarienton in der Gegend von Stettin.)

1886. G. Berendt, Der oberoligocäne Meeressand zwischen Elbe und Oder. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 38, 1886, S. 255—268. (S. 261 ff.: Stettin.)

1886. T. Ebert, *Teredo megotara* Hanley aus dem Septarienton von Finkenwalde. Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. f. 1886, S. 259—261. Berlin 1887.

1886. F. Roemer, Notiz über Bilobiten-ähnliche als Diluvialgeschiebe vorkommende Körper. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 38, 1886, S. 762—765.

1887. E. F. Tank, Die Wasserstände der Oder beobachtet an dem Pegel bei Stettin in den Jahren 1818—85. Jahresber. d. Ver. f. Erdkunde zu Stettin 1886. Stettin 1887, S. 56—76.

1887. W. Dames, Über das Vorkommen von Bilobiten-artigen Körpern. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 39, 1887, S. 512.

1887. G. Kowalewski, Materialien zur Geologie Pommerns. Jahresber. d. Ver. f. Erdk. Stettin 1887, S. 49—67. Stettin 1888.

1887. F. Roemer, Notiz über ein als Diluvial-Geschiebe vorkommendes Bilobiten-ähnliches Fossil. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 39, 1887, S. 137—140.

1888. E. Stremme, Beitrag zur Kenntniss der tertiären Ablagerungen zwischen Cassel und Detmold, nebst einer Besprechung der norddeutschen Pecten-Arten. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 40, 1888, S. 310—354. Mit 2 Taf. (S. 352: *Pecten Stettinensis* von Stettin).

1888. E. Suess, Das Antlitz der Erde. II. Wien 1888. (S. 382: Septarienton von Stettin.)

1889. Th. Ebert, Die Echiniden des norddeutschen Oligocäns. Abh. zur geol. Spezialkarte von Preußen und der Thüring. Staaten. IX, 1, Berlin 1889, Taf. VIII, Fig. 5: *Spatangus (Maretia) Hoffmanni* von Stettin.

1889. G. Berendt, Über wissenschaftliche neue Ergebnisse bei der Aufnahme des Blattes Stettin. Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. f. 1889, S. LXXXV—LXXXVIII.

1889. A. Remelé, Über einige märkische Diluvialgeschiebe. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 41, 1889, S. 784—795. (S. 793 ff.: Braunkohlenquarzite von Finkenwalde.)

1890. F. Wahnschaffe, Über seine Aufnahmen in der Gegend von Stettin. Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. f. 1890. Bd. 11, Berlin 1892, S. LXXX bis LXXXII.

1891. C. Schroeder van der Kolk, Bijdrage tot de Kennis der verspreiding onger kristallijne zwervelingen. Diss. Leiden 1891. (Stockholmgranit von Finkenwalde).

1892. E. Cohen und W. Deecke, Über Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. Berlin 1892.

1892. H. J. Haas, Über den Zusammenhang gewisser mariner, insbesondere der tertiären Bildungen, sowie der erratischen Ablagerungen Norddeutschlands und seiner angrenzenden Gebiete mit der säkularen Verwitterung des skandinavischen Festlandes. Mitt. a. d. Mineral. Inst. d. Universität Kiel. I, 1892, S. 333—384. (359: Stettiner Sand.)

1894. W. Deecke, Über Löcher von Bohrmuscheln in Diluvialgeschieben. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 46, 1894, S. 682—683. (Neu-Torney bei Stettin.)

1896. E. Cohen und W. Deecke, Über Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. I. Fortsetzung. Berlin 1896.

1896. Der Oderstrom. Berlin 1896.

1897. G. Berendt, K. Keilhack, H. Schroeder und F. Wahnschaffe, Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glacialgeologie in Norddeutschland erläutert an einigen Beispielen. Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. u. Bergakademie f. d. Jahr 1897. Bd. 18, S. 42—129. (S. 52—58: F. W. Die Kreidegruben von Finkenwalde.)

1897. K. Keilhack, Über eigenthümliche Quellungserscheinungen des Septarienthones am linken Steilufer der Oder unterhalb Stettins. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 49, 1897, Verh. S. 53.

1897. K. Keilhack, Über versteinerungsreiche Stettiner Kugeln von Cavelwisch. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 49, 1897, P. S. 55.

1897. C. Reinhard, Untersuchungen über die Molluskenfauna des Rupelthons von Itzehoe. Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schleswig-Holsteins u. d. benachbarten Gebiete. II. Bd., 1897, S. 21—126. (S. 122—125: Fossilien von Stettin.)

1898. W. Deecke, Die Soolquellen Pommerns. Ein Beitrag zur Heimathskunde. Greifswald 1898.

1899. W. Deecke, Geologischer Führer durch Pommern. Berlin 1899. (S. 97—112: Das Oderthal bei Stettin.)

1900. H. Woerle, Der Erschütterungsbezirk des großen Erdbebens zu Lissabon. Ein Beitrag zur Geschichte des Erdbebens. München 1900.

1901. F. Frech, Über glaciale Druck- und Faltungserscheinungen im Oder-Gebiet. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. 1901, 36, No. 5, S. 219—229.

1901. Sauer, Über neuere Methoden der Erdbebenforschung. Jahresbericht der Polytechnischen Gesellschaft zu Stettin für das 39. Vereinsjahr 1900. Stettin 1901, S. 31—34. (S. 33: Erdbeben in Stettin vom 12. III. 1883).

1901. F. Wahnschaffe, Über die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Stettin. Jahresber. der Polytechnischen Gesellschaft zu Stettin für das 39. Vereinsjahr 1900. Stettin 1901, S. 21—25.

1901. Wimmer, Über die Grundwasserversorgung Stettins. Jahres-Ber. d. Polytechn. Ges. Stettin. 40. Vereinsjahr 1901. Stettin 1902, S. 48—51.

1902. W. Sorkau, Die Braunkohlenformation Pommerns. Eine Zusammenstellung nach den Bohrungen. Mitt. naturw. Ver. Greifswald. 34, S. 57—83.

1902. W. Deecke, Neue Materialien zur Geologie von Pommern. I. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern und Rügen zu Greifswald. 32 u. 33. Greifswald 1901 u. 1902 (Kreide, Tertiär und Solquelle v. Stettin).

1903. W. Deecke, Geologische Miscellen aus Pommern. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern und Rügen zu Greifswald. 35, 1903, S. 14—38.

1903. W. Deecke, Das Miocän von Neddemin (Tollensethal) und seine silurischen Gerölle. Mitt. Naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern und Rügen 35, 1903. Berlin 1904, S. 43—56. (S. 55: Kieselige Kreide selten bei Stettin.)

1903. K. A. Grönwall, Geschiebestudien, ein Beitrag zur Kenntnis der ältesten baltischen Tertiärablagerungen. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1903, 24, S. 420—430.

1904. W. Deecke, Die Bilobiten-artigen Konkretionen und das Alter der sog. Knollensteine von Finkenwalde bei Stettin. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 56, 1904. Briefl. Mitt., S. 83—90.

1904. W. Deecke, Säugetiere aus dem Diluvium und Alluvium der Provinz Pommern. Greifswald 1904. (*Elephas primigenius*, *Cervus alces*, *Bos primigenius* und *Orca* von Stettin.)

1904. W. Deecke, Über Wealdengeschiebe aus Pommern. Mitt. Naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern und Rügen zu Greifswald. 36, 1904. Berlin 1905, S. 137—154. (S. 144 u. 150: Finkenwalde und Stettin.)

1904. H. Klose, Beitrag zur Kenntniss des Geröllmaterials in den Miocänablagerungen Norddeutschlands. Mitt. Naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern und Rügen zu Greifswald. 36, 1904. Berlin 1905, S. 121—136. (S. 129: Miocän von Podejuch.)

1904. F. Wahnschaffe, Die glacialen Störungen in der Kreidegrube von Finkenwalde bei Stettin. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 56, 1904, S. 24.

1905. W. Deecke, Das skandinavische Erdbeben vom 23. Oktober 1904 und seine Wirkungen in den südbaltischen Ländern. IX. Jahresber. d. Geogr. Ges. zu Greifswald 1903—1905. Greifswald 1905, S. 135—160. (S. 142: Stettin). Mit 1 Karte.

1905. W. Deecke, Einige neue Aufschlüsse im Flözgebirge Vorpommerns und allgemeine Charakterisierung der pommerschen Kreideformation. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 57, 1905. Monatsber. No. 1 (S. 18: Bohrloch bei Bredow; S. 23: Gliederung der Kreide von Pommern; Finkenwalde.)

1905. K. Goslich, Geschichte der Stettiner Portlandzementfabrik. Zum 50 jähr. Jubiläum der Fabrik den Freunden und Gönnern gewidmet. Stettin 1905, 50 S. (Finkenwalde).

1905. K. Goslich, Ein Jubelfest der deutschen Portlandzementindustrie. Zement und Beton, 1905, No. 15. (Finkenwalde.)

1906. W. Deecke, Erdmagnetismus und Schwere in ihrem Zusammenhang mit dem geologischen Bau von Pommern und dessen Nachbargebieten. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil.-Bd. 22. Stuttgart 1906, S. 114—138. Mit 3 Taf.

1906. C. Gagel, Über das Vorkommen des Untereocäns (Londontons) in der Uckermark und in Vorpommern. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 58, 1906. Monatsber. No. 11 (Untereocäne Geschiebe von Finkenwalde und Podejuch).

1907. W. Deecke, Neue Materialien zur Geologie von Pommern, II. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern und Rügen zu Greifswald. 37 u. 38. Jahrg. 1906/07. Greifswald 1906. (Zwei Solbohrungen von Stettin.)

1907. W. Deecke, Geologie von Pommern. Berlin 1907.

1909. R. Fresenius, Analyse der Stettiner Stahlquelle, Eisenbahnstr. 6—8. Nachgeprüfte, sog. kleine Analyse von H. Fresenius. Wiesbaden 1909, 4 S.

1909. A. Schmidt, Pommerns Bodenschätze. I. Pommerns Soolquellen. Lauenburger Illustrierter Kreiskalender f. d. Jahr 1909. Lauenburg i. Pom.

1909. F. Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. Stuttgart 1909.

1910. A. Schmidt, Pommerns Bodenschätze. II. Die Braunkohlenbildungen Pommerns. Lauenburger Illustrierter Kreiskalender f. d. J. 1910. Lauenburg i. Pom.

1910. (W. Wunstorf), Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 149 (Blätter Priemhausen, Massow, Schönebeck, Kublank, Stargard in Pommern, Marienfließ). Allgemeine Einleitung. Berlin 1910.

1911. W. Deecke, Zur Morphologie und Tektonik Pommerns. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 63, 1911. Monatsber. No. 3, S. 157—161. (Führt die Lagerung der Kreide von Finkenwalde auf tektonische Ursachen zurück.)

1911. C. Gagel, Geologische Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrien. III, Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, II, S. 118—125. (S. 123: untereocäne Tone und Geoden von Stettin und Finkenwalde.)

1911. W. Koert, Geologische und paläontologische Mitteilungen über die Gasbohrung von Neuengamme. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, I, S. 162—182. (S. 173: *Nummulina germanica* Born. v. Stettin.)

1911. O. v. Linstow, Über die geologische Stellung der sog. oberoligocänen Meeressande. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911. II, S. 198—200.

1911. O. v. Linstow, Das Alter der Knollensteine von Finkenwalde bei Stettin und die Verbreitung der Knollensteine in Nord- und Ostdeutschland. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1911, II, S. 245—259.

1912. K. Sieberer, Die Geologie an der Oberrealschule mit besonderer Berücksichtigung der Stettiner Umgebung. Programm der Bismarck-Oberrealschule zu Stettin, Ostern 1912.
1912. H. Menzel, Pommerns geologische Formationen. Köslin 1912. 24 S.
1913. F. W. Paul Lehmann, Erd- und Seebeben in Pommern. Monatsbl. Herausgegeb. v. d. Ges. f. Pomm. Gesch. u. Altertumsk. No. 2, Febr. 1913, S. 18—23.
1913. K. Keilhack, Die Braunkohlenformation in Pommern. Handbuch für den Deutschen Braunkohlenbergbau. II. Aufl. Halle 1913.

Berlin, den 11. Januar 1913.

Über Aquivalente der Stettiner Sande in Anhalt und Sachsen.

Von Herrn **O. v. Linstow** in Berlin.

Mit einer Textfigur.

Wiederholt wurden in Anhalt und Sachsen bei Bohrungen Toneisensteine mit Glaukonitsanden oder glaukonitischen sandigen Tonen angetroffen, deren geologische Stellung unsicher war. Sie lagen entweder zwischen terrestrischem Miocän (subsudetische Braunkohlenformation) und mitteloligocänem Septarienton, oder wurden nur, falls die Bohrung nicht tief genug ging, als Liegendes des Miocäns oder auch bei Fehlen des letzteren als Hangendes des Septarientons beobachtet.

Der bis jetzt bekannt gewordene östlichste Punkt ist die Bohrung (9)[1]) Kaiserbad in Schmiedeberg (Sachsen). Hier lautete das Profil

(1)	0 — 1,0	m	Aufgefüllter Boden
(2)	1,0 — 84,7	»	Terrestrisches Untermiocän
(3)	84,7 — 85,25	»	Dunkelbraune, feste Toneisensteine mit Glaukonitkörnern
(4)	85,25— 91,5	»	Flammig gestreifte glaukonitische und schwarzbraune tonige Sande, kalkfrei
(5)	91,5 — 91,6	»	Hellgraue, schwach sandige und schwach glaukonitische Tone, ziemlich reich an kohlensaurem Kalk
(6)	91,6 — 96,0	»	wie (4)
(7)	96,0 — 96,4	»	Sehr harte braune Toneisensteine mit Glaukonit
(8)	96,4 —106,7	»	wie (4)
(9)	106,7 —107,15	»	Dunkelbraune, schwach glaukonitische, sehr harte Toneisensteine, kalkhaltig
(10)	107,15—108, 0	»	wie (4).

[1]) Die arabischen Ziffern beziehen sich auf die Textfigur.

Die Probe zu (5) wurde ausgeschlämmt und der Rückstand mikroskopisch untersucht. Er bestand aus Quarz, Glaukonit und Kalkbrocken; Foraminiferen waren nicht vorhanden.

Ähnlich war das Ergebnis einer Bohrung (VI) in der Oberförsterei Rothehaus (8) in der Nähe von Gräfenhainichen:

0— 8,21 m Diluvium
8,21—67,35 » Süßwasserbildungen der subsudetischen Braunkohlenformation
67,35—68,75 » Schwach glaukonitische Sande
68,75—69,13 » Toneisensteine.

Weiter nach Nordwesten zu liegt die Bohrung (1) der Haut-Wollfabrik bei Rodleben (1907), das abgekürzte Profil lautete:

0—15 m Diluvium
15—23 » Miocän
23—31 » Tonige Glaukonitsande mit Toneisensteinen
31—80 » Septarienton.

Während der Niederschrift dieser Zeilen erhielt Verf. durch die Gefälligkeit des Studierenden des Bergfaches Herrn K. Henniger Proben einer Bohrung Nr. 171 beim Bhf. Elsnigk (10), die unsere Kenntnis der Toneisensteine und Glaukonitsande nach Westen zu etwas erweitert. Die sorgfältig gesammelten Proben ergaben folgendes:

0—7,80 m Diluvium
7,80—7,98 » Intensiv grün gefärbte Glaukonitsande mit Toneisensteinen
7,98—8,15 » Glaukonitische Toneisensteine
8,15—9,05 » Tonige Glaukonitsande mit sehr unreinen Toneisensteinen, darunter Septarienton.

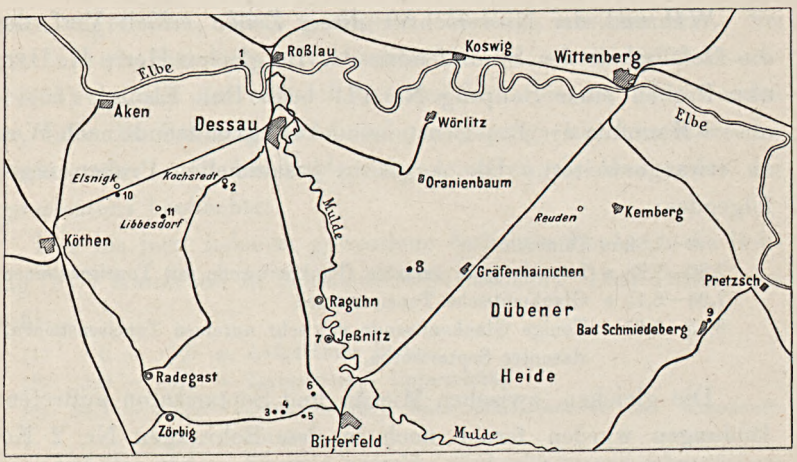
Die gleichen, zwischen Miocän und Septarienton auftretenden Bildungen wurden ferner noch in den Bohrungen Nr. 2 Kochstedt (1885), Nr. 7 Jessnitz I, Nr. 6 Elektron II, Nr. 5 Louisengrube bei Bitterfeld, Nr. 3 Zöckeritz III und Nr. 4 ebenda II angetroffen.

Die Tiefe, in denen die Glaukonitsande und Toneisensteine auftreten, sowie ihre Mächtigkeit, geht aus der folgenden Tabelle hervor.

Danach schwanken sowohl die Tiefen, in denen diese Bildungen sich vorfinden, als auch ihre Mächtigkeiten nicht unerheblich.

Lage . . .	Rodleben	Kochstedt	Zöckeritz III	Zöckeritz II	Louisengrube
Nummer .	1	2	3	4	5
Tiefe in m	23—31	24—25	49—51	47,9—52,0	54,4—64,45
Mächtigkeit	8	etwa 1	2	4,1	10,05

Lage	Elektron II	Jessnitz I	Rothehaus	Schmiedeberg	Elsnigk
Nummer	6	7	8	9	10
Tiefe in m . . .	17—53	48,0—49,2	69,13—67,35+	84,7—108+	7,8—9,05
Mächtigkeit . .	36	1,2	> 1,78	> 23,3	1,25



1 : 300000.

Petrographisch stellen sich die Einlagerungen in den Glaukonitsanden als sehr feste dunkelbraune oder schwarzbraune, seltener hellgraue Toneisensteine von hohem sp. Gew. dar, die meist recht dicht sind, gelegentlich aber auch kleinere oder größere Beimengungen von Glaukonit enthalten können. Etwas mürber waren sie bei Kochstedt entwickelt, hier war eine gewisse Auflockerung durch Umwandlung des Glaukonits in Roteisen erfolgt, die Farbe dieser

Stücke war infolgedessen mehr rotbraun bis ziegelrot. Die vier Bänke von Toneisensteinen, die bei Elektron II in 17, 42, 46 und 47—49 m Tiefe auftraten, führten z. T. etwas Kaliglimmer.

Da sich diese Toneisensteine wie auch die Glaukonitsande völlig fossilfrei erwiesen, war ihr geologischer Horizont nicht mit voller Sicherheit zu bestimmen. Nur das Eine konnte festgestellt werden, daß diese Schichten wegen ihres hohen Glaukonitgehaltes keine Süßwasserbildungen, sondern Meeresabsätze darstellten; sie waren daher in einer Arbeit des Verf.[1]) als fragliches Oberoligocän angesprochen. Zugleich war dort aber auch schon der Vermutung Raum gegeben, daß es sich möglicherweise um küstennahe Bildungen gegen Ende der Mitteloligocänzeit handeln könne. Diese Vermutung wird jetzt zur Gewißheit durch eine neue Bohrung (VI) von Libbesdorf (siehe Kartenskizze, Nr. 11), bei der die gleichen Toneisensteine mit Glaukonitsanden nicht nur im Hangenden des Septarientons auftraten, sondern auch im Ton selbst und an seiner Basis. Das Profil war folgendes:

	0—11,6 m	Diluvium
Mitteloligocän	11,6 —12,15 »	Dichte braune Toneisensteine mit Glaukonitsand
	12,15—62,5 »	Graublauer Tonmergel, Septarienton
	62,5 —63,65 »	Dichte braune Toneisensteine mit Glaukonitsand
	63,65—68,4 »	Graublauer Tonmergel, Septarienton
	68,4 —72,2 »	Dichte braune Toneisensteine mit Glaukonitsand
	72,2 —76,45 »	Ältere Braunkohlenformation (Eocän).

Daraus dürfte hervorgehen, daß diese Toneisensteine und Glaukonitsande zum Mitteloligocän gehören und, soweit sie regelmäßig im Hangenden des Septarientons auftreten, küstennahe Bildungen des sich zurückziehenden Mitteloligocänmeeres darstellen, die ihrer geologischen Stellung nach durchaus den Stettiner Sanden entsprechen.

Daß bei dieser letzten Bohrung sowie bei Elsnigk das Miocän vollkommen fehlt, nimmt nicht weiter Wunder, da diese Formation

[1]) Die geologischen Verhältnisse von Bitterfeld und Umg. usw. N. Jahrb. für Min. usw., Beilage-Bd. 33, Stuttgart 1912, S. 784, 785, 788, 789.

in unserem Gebiet etwa westlich der Linie Dessau-Zörbig kaum noch entwickelt ist.

Mit diesem Ergebnis stimmt sehr gut die Tatsache überein, daß das Oberoligocänmeer bereits nördlich davon seine Südgrenze besaß. Verf. konnte zeigen[1]), daß bei Reuden (westl. von Kemberg) Brandungsgerölle mit fossilführenden Toneisensteinen des Oberoligocäns auftreten; erstere bestehen beiläufig zu etwa $^9/_{10}$ der Masse aus aufgearbeiteten Porphyren. Ebenso ist auch im ganzen Königreich Sachsen nach den Untersuchungen von H. Credner marines Oberoligocän nicht mehr vorhanden.

Wir erhalten demnach folgende Gliederung für das Mitteloligocän in Anhalt und Sachsen:

Glaukonitsande und Toneisensteine, vereinzelt graue sandige Tonmergel, Äquivalente der Stettiner Sande	1—36 m
Septarienton	15—110 m
Magdeburger Sande	0—16 m.

Letztere sind in diesem Gebiete im Gegensatz zu den hangenden Sanden fossilreich und führen eine marine Fauna, die im wesentlichen der des Septarientons entspricht. Eine solche ist nachgewiesen durch Laspeyres für die Gegend von Oppin und Beidersee, durch H. Credner bei Leipzig, durch Germar bei Görzig in Anhalt und durch Beyrich und andere für Magdeburg und Umgegend.

Überblickt man die Karte, so sieht man, daß die in Frage stehenden Bildungen heute schon ein recht ausgedehntes Gebiet einnehmen. Es bleibt abzuwarten, ob im Laufe der Zeit in benachbarten Gegenden ähnliche Beobachtungen gemacht werden, insonderheit, ob sich eine Verbindung zwischen unserem Gebiet und den nächsten Punkten echter Stettiner Sande in der Mark (Buckow, Freienwalde, Lübars, Spandau) wird herstellen lassen.

Vielleicht sind diese Ausführungen auch geeignet, ein Licht auf die Entstehung der Eisenverbindungen in den eigentlichen Stettiner Sanden zu werfen. Wie bekannt, stellen die Stettiner Sande Toneisenstein führende Ablagerungen dar, die meist durch

[1]) Die Tertiärbildungen auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau. Dieses Jahrb. für 1908, II, S. 254—300.

einen z. T. recht erheblichen Gehalt an Eisenoxyd lebhaft gelb gefärbt sind; einige Analysen ermittelten in diesen Sanden (aus der Nähe von Stettin) einen Gehalt von 5,32, 16,77 und 26,42% Eisenoxyd. Bei den gleichaltrigen Bildungen in Anhalt und Sachsen sehen wir dagegen, daß das Eisen nicht als Oxyd, sondern im Glaukonit auftritt. Der Gedanke liegt nahe, anzunehmen, daß der Eisengehalt im Verbreitungsgebiet der eigentlichen Stettiner Sande früher ebenfalls an Glaukonit gebunden war, der sich später oxydierte, während in Anhalt und Sachsen eine derartige Umwandlung aus uns heute noch unbekannten Gründen bisher nicht erfolgt ist.

Berlin, den 24. Februar 1913.

Über Mucronatensandsteine mit aufgearbeiteten Senon-Phosphoriten und die Regression des Obersenons.

Von Herrn **O. v. Linstow** in Berlin.

Bekanntlich ist die baltische Mucronatenkreide petrographisch in zweifacher Weise ausgebildet, einmal in tieferem Wasser als weiße Schreibkreide, sodann als eine in flacherem Wasser abgesetzte Bildung als glaukonitische Sandsteine, die z. T. in sehr kieselsäurereiche Gesteine (»toter Kalk«, »harte Kreide«) übergehen können.

Ein etwa kopfgroßes Geschiebe der letzteren Art fand Verf. im Jahre 1912 nordwestlich von Stettin, es war ein schmutziggelber, ziemlich mürber glaukonitischer Kalksandstein, der reich an Fossilien war und Phosphorite führte. Es konnten bestimmt werden:

Belemnitella mucronata v. Schl. hh
Ostrea hippopodium Nilss. hh
Pecten cf. *cretosus* Dfr. h
Rostellaria 1 Ex.
Pleurotomaria 1 Ex.
Trochus 1 Ex.

Geschiebe dieser Art gehören im norddeutschen Tieflande abgesehen von Ost- und Westpreußen nicht gerade zu den häufigen Funden. Beobachtet wurden sie nach gütiger Mitteilung des Herrn Professors Stolley auch in Holstein, und zwar bei Kiel, ferner am

Brothener Ufer bei Travemünde, auch erwähnt[1]) er sie vom Strande bei Arnager auf Bornholm als häufig. Remelé führt[2]) glaukonitische Kalksandsteine mit *Lima Hoperi* var. *oblonga* Rem. von Eberswalde an.

Berendt und Dames beschreiben[3]) Köpinger Sandsteine aus der Umgebung von Berlin mit folgenden Worten: »Weiches, schmutzig-graugelbes sandiges Gestein mit kleinen Glaukonitkörnern und *Belemnitella mucronata*«.

Jedem, der einmal Sandsteine von Köpinge in Händen gehabt hat, ist die ungewöhnliche Zähigkeit des Gesteins aufgefallen, das sich kaum vom Hammer bearbeiten läßt. Die eben angegebene petrographische Beschreibung paßt dagegen Wort für Wort auf unsere obersenonen, recht mürben Kalksandsteine.

Anstehend sind diese in Frage stehenden Sandsteine einmal von Pommern (Köslin) bekannt, woselbst das Obersenon auf Malm ruht, ferner von Westpreußen und Ostpreußen nach den Untersuchungen von Deecke und Jentzsch; die Gesteine führen außer *Belemnitella mucronata* noch zahlreiche andere Fossilien.

Die Heimat dieser Geschiebe ist von Schroeder[4]) eingehend erörtert worden, sie muß im Untergrunde der Provinzen Ost- und Westpreußen sowie in den nördlich oder nordöstlich vorgelagerten Gebieten gesucht werden.

Was unser Geschiebe von Stettin auszeichnet, ist die Führung ziemlich häufiger Phosphoritgerölle. Ihre Größe schwankt zwischen der Größe eines Stecknadelkopfes und der einer Haselnuß, die Farbe ist dunkelbraun, die Oberfläche unregelmäßig und löcherig, aber stets stark abgerollt. Bemerkenswert ist, daß einige dieser Gerölle völlig in Phosphorit umgewandelte Fossilien enthalten, es konnten nachgewiesen werden ein Pelecypod, ein

---

[1]) E. Stolley, Über die Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon usw. Arch. f. Schleswig-Holstein usw. II. Kiel und Leipzig 1907, S. 216–302.

[2]) A. Remelé, Katalog einer Geschiebesammlung, Berlin 1885, S. 32.

[3]) G. Berendt u. W. Dames, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Berlin. Abh. z. Geolog. Spezialk. v. Preußen usw. Bd. VIII, Heft 1. Berlin 1885, S. 111.

[4]) H. Schroeder, Über senone Kreidegeschiebe der Provinzen Ost- und Westpreußen. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 34, 1882, S. 243–277.

Belemnit und ein Ammonit. Der erstere besitzt einen Durchmesser vom Wirbel bis zum Hinterrand von 14 mm, rechtwinklig dazu, soweit erhalten, von 13 mm, der Schloßkantenwinkel macht etwa 80° aus; vielleicht käme *Nucula* in Betracht. Der Belemnit ist ein Bruchstück von 7 mm Länge und 10 mm Durchmesser. Bei dem Ammoniten handelt es sich nur um einige wenige mm lang erhaltene Rippen, die sich aber durch einen auffallenden Perlmutterglanz auszeichnen, wie etwa die Jura-Ammoniten aus Ostpreußen und Rußland oder die Gaultfossilien von Folkestone.

Wie man sieht, eignen sich diese Bruchstücke in keiner Weise zu einer genauen Horizontbestimmung der Phosphoritgerölle.

Zur Zeit dieser Untersuchungen erhielt Verf. durch die Freundlichkeit des Herrn Privatdozenten Dr. H. Philipp in Greifswald mehrere weit über faustgroße, äußerst fossilreiche Geschiebe zugesandt, die am Linaberg bei Krossen (Oder) gefunden waren. Sie stimmen petrographisch vollkommen mit denen von Stettin überein und lassen sich im Handstück von ihnen nicht unterscheiden. Das Wichtigste ist, daß auch sie Phosphorite enthalten, von denen ebenso wie bei Stettin ein Teil aus stark abgerollten Fossilien bestand.

An primären Einschlüssen der Kalksandsteine ließen sich feststellen:

Belemnitella mucronata v. Schl. hh
Ostrea hippopodium Nilss. h
Gryphaea vesicularis Lam. h
Entolium cf. *membranaceum* Nilss. 1 linke Klappe.

Die Phosphorite waren zahlreicher vorhanden und ungleich größer entwickelt als bei dem Geschiebe von Stettin, vor allem fielen die Spongien auf, von denen ein Teller 1,5 cm dick und gegen 10 cm breit war. Herr Professor Rauff, dem Verf. auch an dieser Stelle seinen verbindlichsten Dank für die Bestimmung der Spongien ausspricht, konnte folgende Arten ermitteln:

Ventriculites radiatus Mant.
Leptophragma Murchisoni Zitt.
Parasmilia cf. *centralis* E. u. H.

Er bemerkt hierzu, daß *Leptophragma Murchisoni* auf die Quadraten- und Mucronatenkreide beschränkt ist, und daß die vertikale Verbreitung von *Ventriculites radiatus* vom Scaphiten-Turon bis zum Mucronaten-Senon reicht. Indessen weise bei letzterer Art der große Teller auf Senon hin, da die älteren Formen kleiner und dünnwandiger sind.

Ferner fanden sich:

Lucina sp.
Xenophora cf. *onusta* Nilss.
Nautilus Bellerophon Lundgr.
Baculites Schlueteri Mob.

Mit Hülfe dieser Fossilliste kommen wir nun dem Alter der Phosphoritgerölle erheblich näher. Von größter Wichtigkeit ist das Auftreten von *Baculites Schlueteri*, der nach der Struktur, dem Querschnitt und vor allem nach den Loben in jeder Weise mit der von Moberg[1]) gegebenen Beschreibung und Abbildung übereinstimmt. Erhalten ist einmal ein 2,5 cm langes Stück, das starken Perlmutterglanz zeigt, ferner mehrere kleinere Bruchstücke, sämtlich in Phosphorit umgewandelt.

Dieser Baculit ist bisher gefunden worden, abgesehen von Picouville in der Normandie, in der Kreide von Köping. Das ist aber ein Horizont, der etwa unseren Mucronatenschichten entspricht. *Nautilus Bellerophon* geht von den Köpinger Sandsteinen bis in die Faxekalke, *Xenophora onusta* tritt ebenfalls in dem Köpinger Sandstein auf und ist auf das Senon beschränkt.

Hiernach scheint es sicher zu sein, daß wir es bei unserem Geschiebe mit Obersenon, vielleicht mit tieferen Mucronatenschichten zu tun haben.

Es mag noch erwähnt werden, daß Martin Schmidt[2]) eine ähnliche Fauna von Pommern bekannt gibt. Es ist das ein Kreidemergel mit *Ventriculites*, *Leptophragma*, *Coscinopora*, *Pecten*, *Bacu-*

[1]) J. Ch. Moberg, Cephalopoderna i Sveriges Kritsystem, II. Stockholm 1885, S. 40, Taf. IV, Fig. 13 u. 14.

[2]) M. Schmidt, Wiss. Ber. über meine Aufnahmen im Jahre 1898. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1898. CXCVI—CCII.

lites u. a. m., die allerdings nicht in Phosphorit umgewandelt waren. Der geologischen Stellung nach handelt es sich hierbei um Schichten, die sowohl *Actinocamax quadratus* als auch *Belemnitella mucronata* führen, also sicher obersenon sind.

Ein drittes Geschiebe, das Verf. Herrn Dr. W. Weissermel verdankt, stammt aus Konitz in Westpreußen (leg. Regierungsrat F. Weissermel) und ist in der Sammlung der Geolog. Landesanstalt zu Berlin aufbewahrt. Auch dieses ist ein grauer, mürber, glaukonitischer Kalksandstein mit unzähligen Fossilien. Von diesen ist ein Teil primär, d. h. nicht in Phosphorit umgewandelt (zahlreiche *Belemnitella mucronata*), während andere, vor allem Haifischzähne, aus z. T. schwarz glänzenden Phosphoriten bestehen.

Die Feststellung, daß es sich bei den Geschieben von Stettin, Krossen und Konitz um Obersenon mit aufgearbeitetem, also etwas älteren Obersenon handelt, ist deswegen von Interesse, als es sich hierbei um typische Regressionserscheinungen des Obersenons handelt. Die Obere Kreide ist ja im allgemeinen als eine Transgressionsbildung aufzufassen, der Boden, den das Meer einnahm, senkte sich allmählich immer mehr, so daß immer größere Gebiete überflutet und mit Sedimenten bedeckt wurden. Während im Obersenon das Vordringen des Meeres durch küstennahe Bildungen, die oben erwähnten glaukonitischen Kalksandsteine von Ostpreußen usw., bezeichnet wurde, gaben sich zu gleicher Zeit Ablagerungen des tieferen Meeres als weiße Schreibkreide kund, deren Verbreitung in Dänemark und auf Rügen ja hinreichend bekannt ist.

Indessen sind diese Transgressionserscheinungen durchaus nicht einheitlicher und einfacher Natur gewesen. Schroeder (a. a. O., S. 285) konnte zeigen, daß sowohl über wie auch unter dem »toten Kalk« mit *Belemnitella mucronata* echte weiße Schreibkreide mit dem nämlichen Fossil auftritt. Es müssen also zur Mucronatenzeit nicht unerhebliche tektonische Bodenbewegungen eingetreten sein, die das Bild der Transgression noch verwickelter machen. Auch aus anderen Gegenden wisssen wir, daß das Vordringen des Kreidemeeres nicht ununterbrochen stattgefunden hat, sondern gelegentlich einmal durch eine Regression unterbrochen wurde, so z. B. am

Nordrand des Harzes zur Zeit des oberen Emschers und der Granulatenkreide[1]).

Als das Mucronatenmeer nach Osten hin seine größte Ausdehnung erreicht hatte, erfolgte ein Stillstand der Bodensenkung, der bald darauf durch eine nunmehr beginnende und lang anhaltende Hebung des Landes abgelöst wurde. Die Küsten wichen allmählich meereinwärts zurück, und das Meer konnte nun die — geologisch gesprochen, kurz vorher — gebildeten Sedimente wieder zerstören und den neu gebildeten Ablagerungen als Gerölle einverleiben. Daß diese Regression auch noch weiterhin anhielt, wissen wir aus der ungleich geringeren räumlichen Verbreitung der nun folgenden dänischen Stufen.

Das Geschiebe von Stettin ist in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt zu Berlin, das von Krossen in dem Geologischen Institut zu Greifswald aufbewahrt. Verf. dankt auch an dieser Stelle Herrn Privatdozenten Dr. Philipp für die Erlaubnis, das letztere bearbeiten zu dürfen.

[1]) H. Schroeder und J. Boehm, Geologie und Palaeontologie der Subhercynen Kreidemulde. Abh. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. N. F., Heft 56. Berlin 1909.

Berlin, den 24. Februar 1913.

Tafel 1.

Die Originale zu Tafel 1—6 befinden sich im Besitze der Königl. Preuß. Geologischen Landesanstalt in Berlin, die zu Tafel 7 in der geologischen Sammlung der Technischen Hochschule in Aachen.

Fossilien aus dem Gebiete der Ville.

Fig. 1. *Larix* sp. . . . . S. 4
(Grube Donatus.)

Fig. 2—6. *Carya ventricosa* Stbg. sp. . . . . S. 5
(Grube Friedrich Wilhelm Maximilian Fig. 2—5, Grube Ribbertwerk Fig. 6.)

Fig. 7. cf. *Pterocarya castaneaefolia* Goepp. sp. . . . S. 6
(Grube Friedr. Wilhelm Maximilian.)

Fig. 8—18. *Spondiaecarpum turbinatum* n. sp. . . . . S. 6
(Ribbertwerk Fig. 8—15, Grube Friedr. Wilhelm Maximilian Fig. 16—18.)
Fig. 10b, 14b, c, 15b vergr.

Fig. 19. *Araliaecarpum tertiarium* n. sp. . . . . S. 9
(Grube Friedr. Wilhelm Maximilian.)
Fig. 19b vergr.

Fig. 20—24. *Rubiaceaecarpum multicarpellare* n. sp. . . S. 10
(Grube Vereinigte Ville.)
Fig. 22b, 23b, 24 vergr.

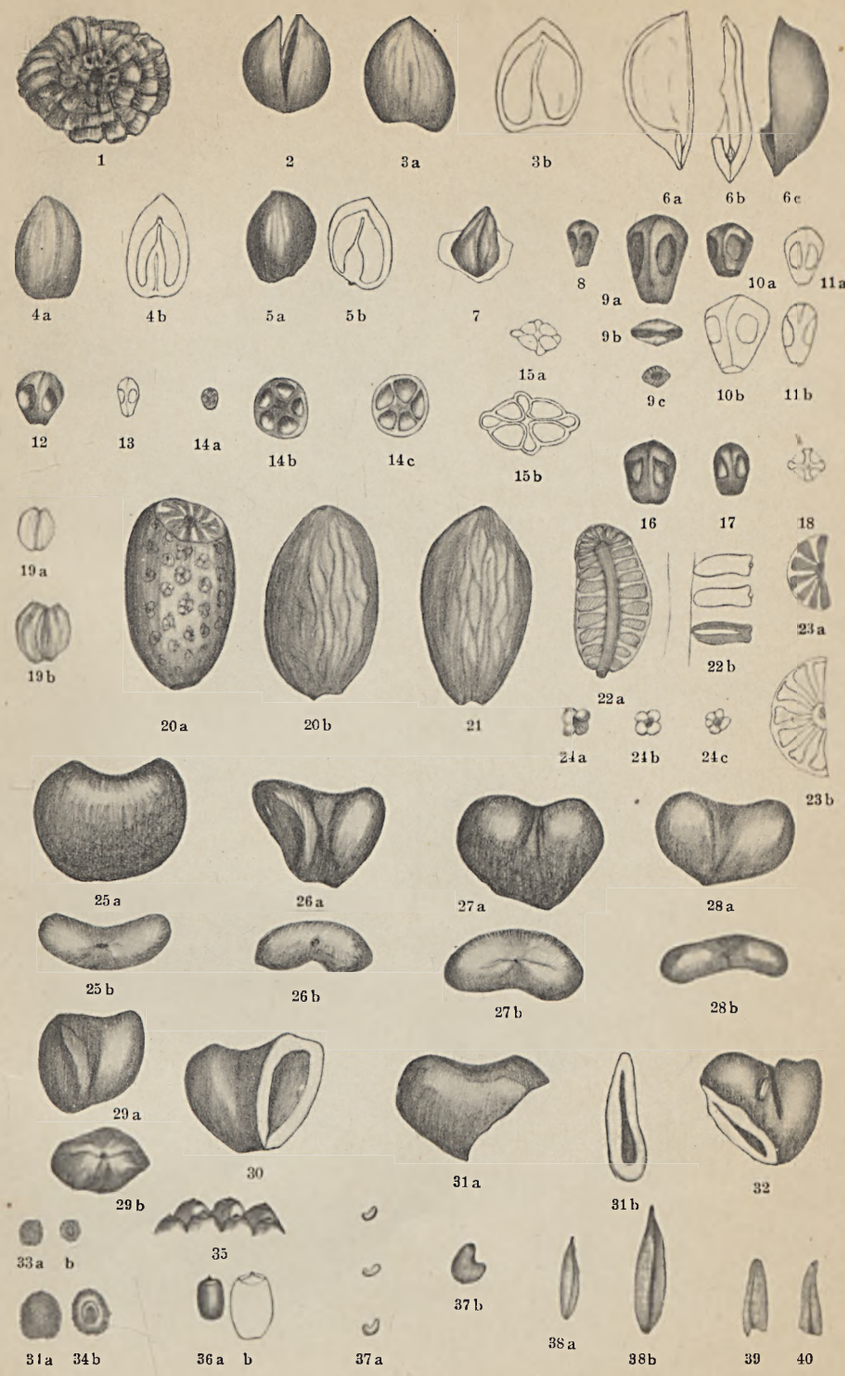
Fig. 25—32. *Carpolithes Fliegelii* n. sp. . . . . S. 16
(Grube Bellerhammer.)

Fig. 33—36. *Carpolithes scutellaris* n. sp. . . . . S. 18
(Grube Friedr. Wilhelm Maximilian.)
Fig. 34, 35, 36 vergr.

Fig. 37. *Carpolithes reniculus* Ludw. sp. . . . . S. 19
(Grube Friedr. Wilhelm Maximilian.)
Fig. 37b vergr.

Fig. 38. *Carpolithes* cf. *populinus* Heer . . . . . S. 20
(Grube Friedr. Wilhelm Maximilian.)
Fig. 38b vergr.

Fig. 39, 40. *Carpolithes* sp. . . . . S. 20
(Grube Friedr. Wilhelm Maximilian.)



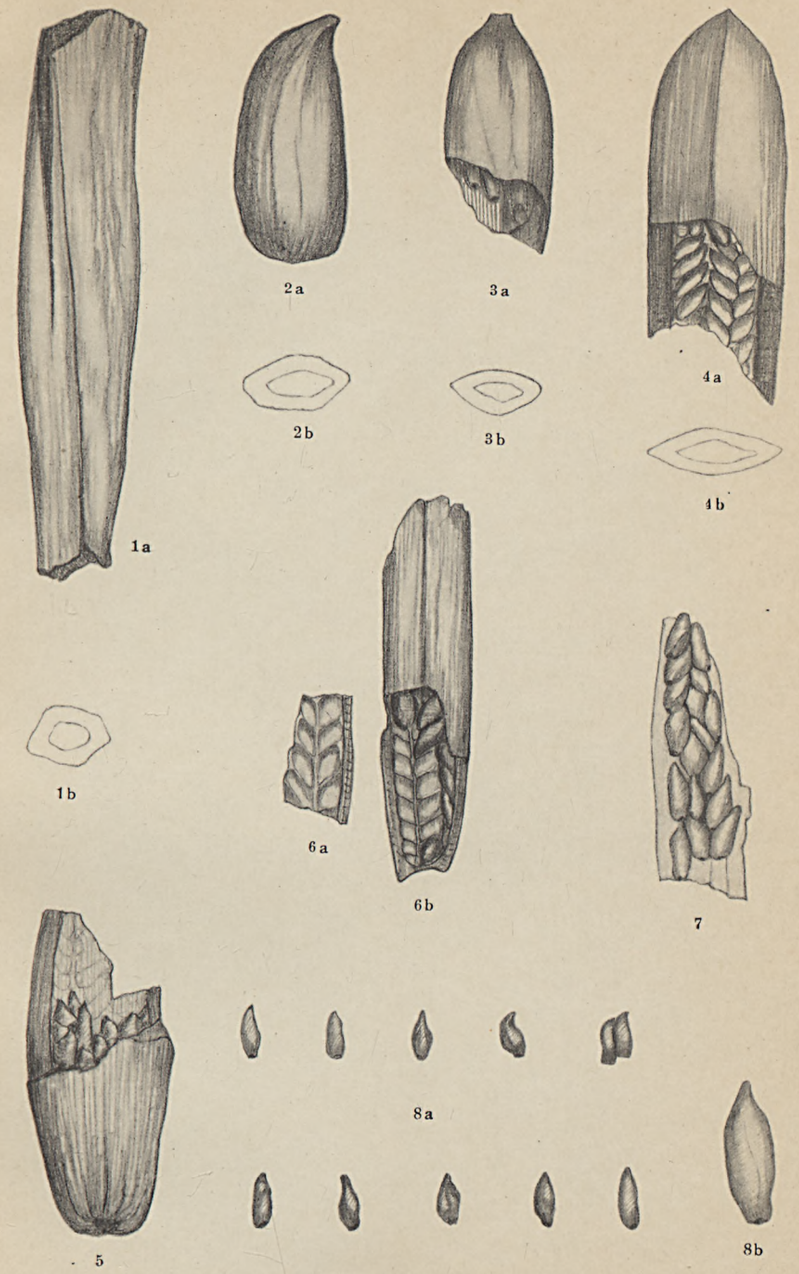
Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 2.

Fossilien aus dem Gebiete der Ville.

Wie Tafel 6.

Fig. 1—8. *Carpolithes (Gardenia) Wetzleri* HEER . . . S. 12
(Grube Theresia.)
Fig. 8b vergr.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

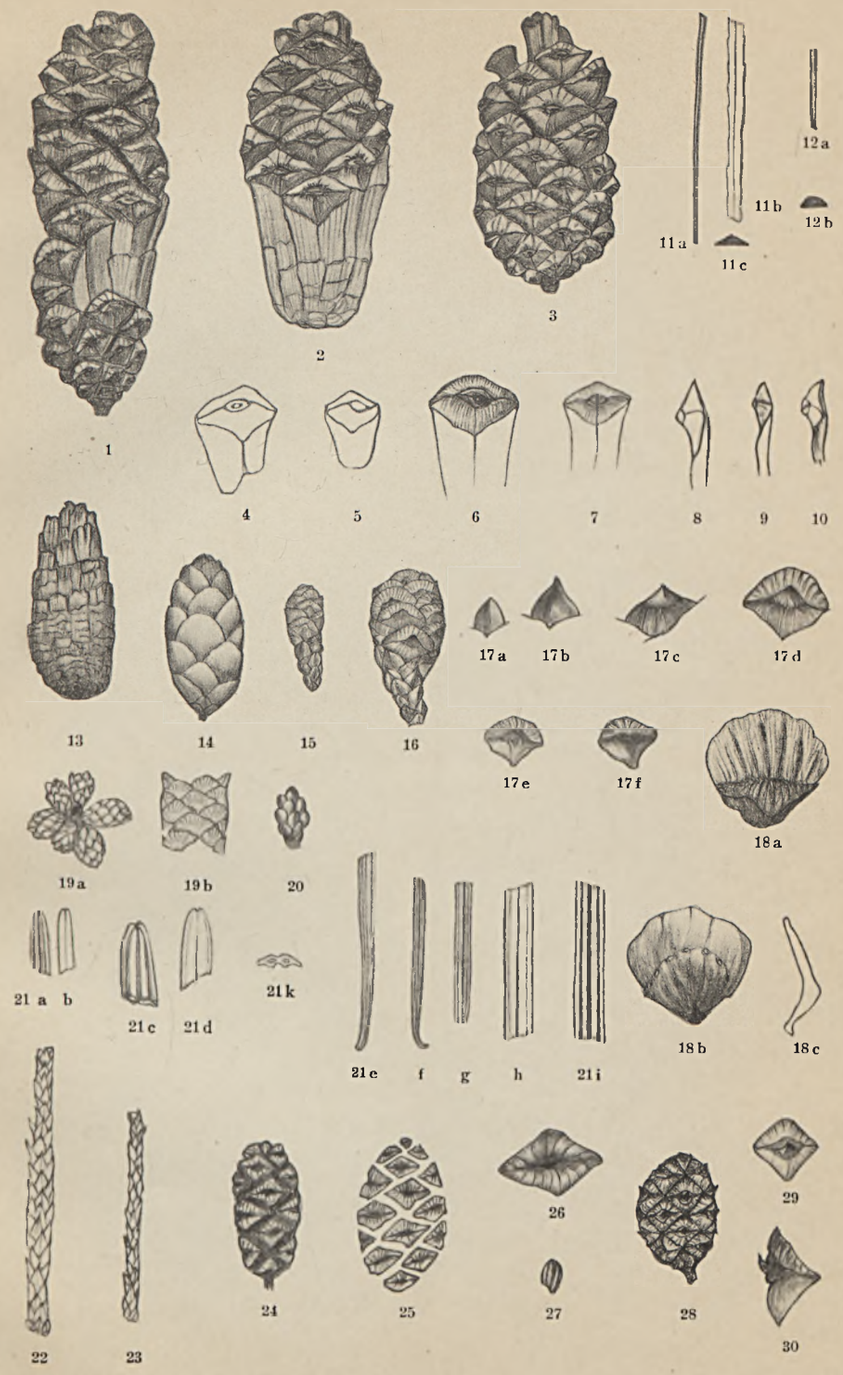
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 3.

Fossilien von Grube Maria Theresia bei Herzogenrath.

Fig. 1—10. *Pinus Laricio Thomasiana* Goepp. sp. . . S. 21
Fig. 11—12. *Pinus* sp. . . . . S. 22
Fig. 11b, c, 12b vergr.
Fig. 13. *Picea* sp. . . . . S. 22
Fig. 14. *Tsuga europaea* n. sp. . . . . S. 22
Fig. 15—21. *Sciadopitys tertiaria* n. sp. . . . . S. 23
Fig. 19b, 21c, d, h, i, k vergr.
Fig. 22—27. *Sequoia Couttsiae* Heer . . . . . S. 26
Fig. 26 vergr.
Fig. 28—30. *Taxodium distichum miocenicum* Heer . . S. 27
Fig. 29, 30 vergr.

NB. Fig. 23 dieser Tafel steht versehentlich umgekehrt.

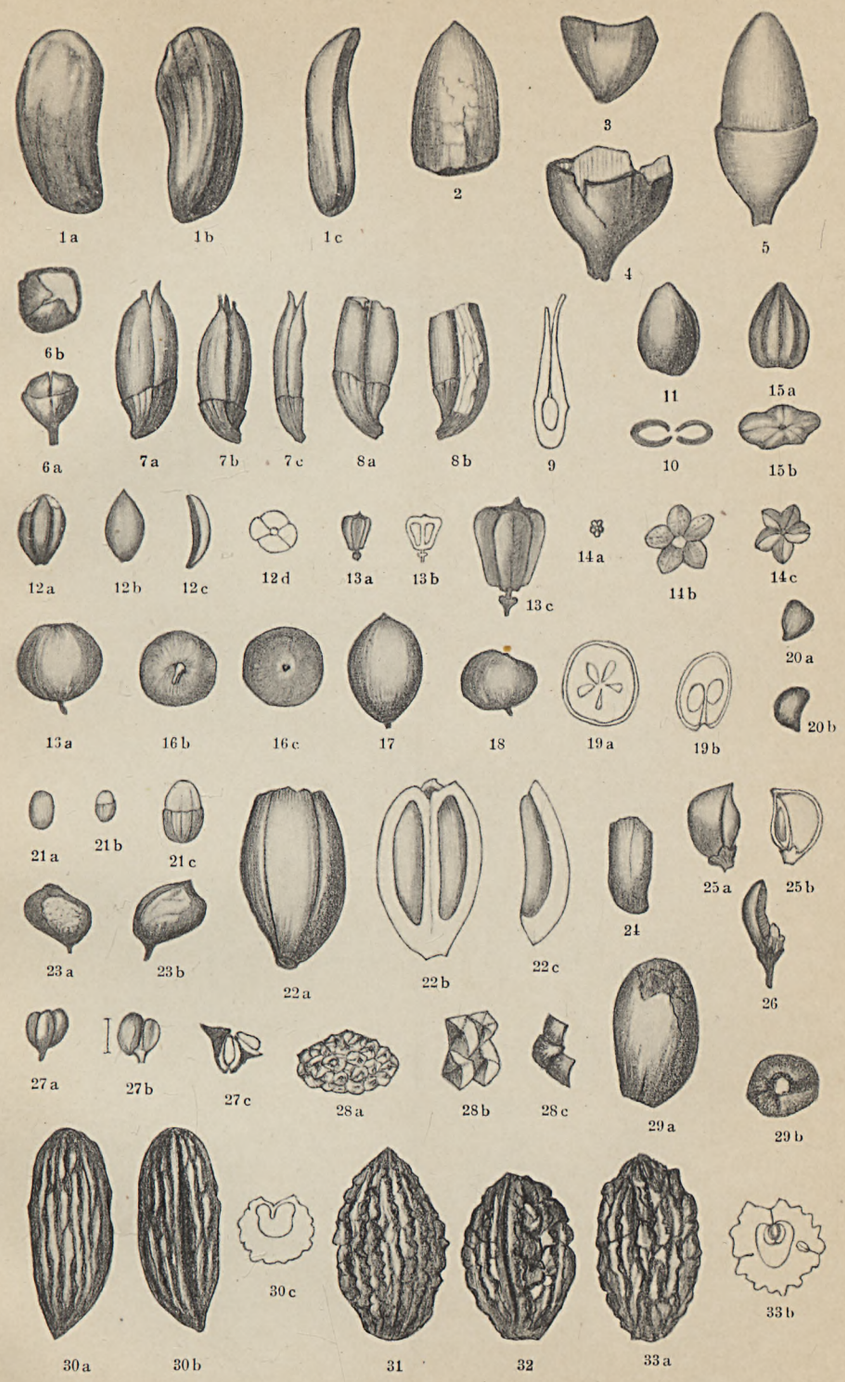


Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 4.

Grube Maria Theresia bei Herzogenrath.

Fig. 1. *Anona* cf. *altenburgensis* UNG. . . . . S. 28
Fig. 2—5. *Ocotea rhenana* n. sp. . . . . S. 30
Fig. 6. *Philadelphus tertiarius* n. sp. . . . . S. 31
Fig. 7—10. *Saxifragaceaecarpum bifolliculare* n. sp. . . S. 32
Fig. 11. *Prunus crassa* LUDW. sp. . . . . S. 34
Fig. 12. *Zygophyllum rhenanum* n. sp. . . . . S. 35
Fig. 13. *Guajacum quinquealatum* n. sp. . . . . S. 35
Fig. 13c vergr.
Fig. 14. *Ruta pusilla* n. sp. . . . . S. 38
Fig. 14b, c vergr.
Fig. 15. *Balanitocarpum ovatum* n. sp. . . . . S. 36
Fig. 16—20. *Phellodendron europaeum* n. sp. . . . . S. 37
Fig. 21. *Commiphora europaea* n. sp. . . . . S. 38
Fig. 21c vergr.
Fig. 22. *Meliaceaecarpum ligniticum* n. sp. . . . . S. 39
Fig. 23. *Rhus obliqua* n. sp. . . . . S. 40
Fig. 24. cf. *Folliculites kaltennordheimensis* ZENK. sp. . . S. 40
Fig. 25, 26. *Evonymus tertiaria* n. sp. . . . . S. 41
Fig. 27. *Evonymus germanica* n. sp. . . . . S. 42
Fig. 28, 29. *Euphoriaecarpum litchiforme* n. sp. . . . S. 43
Fig. 28b, c vergr.
Fig. 30. *Zizyphus pistacina* STBG. sp. . . . . S. 44
Fig. 31—33. *Elaeocarpus Holzapfeli* n. sp. . . . . S. 46

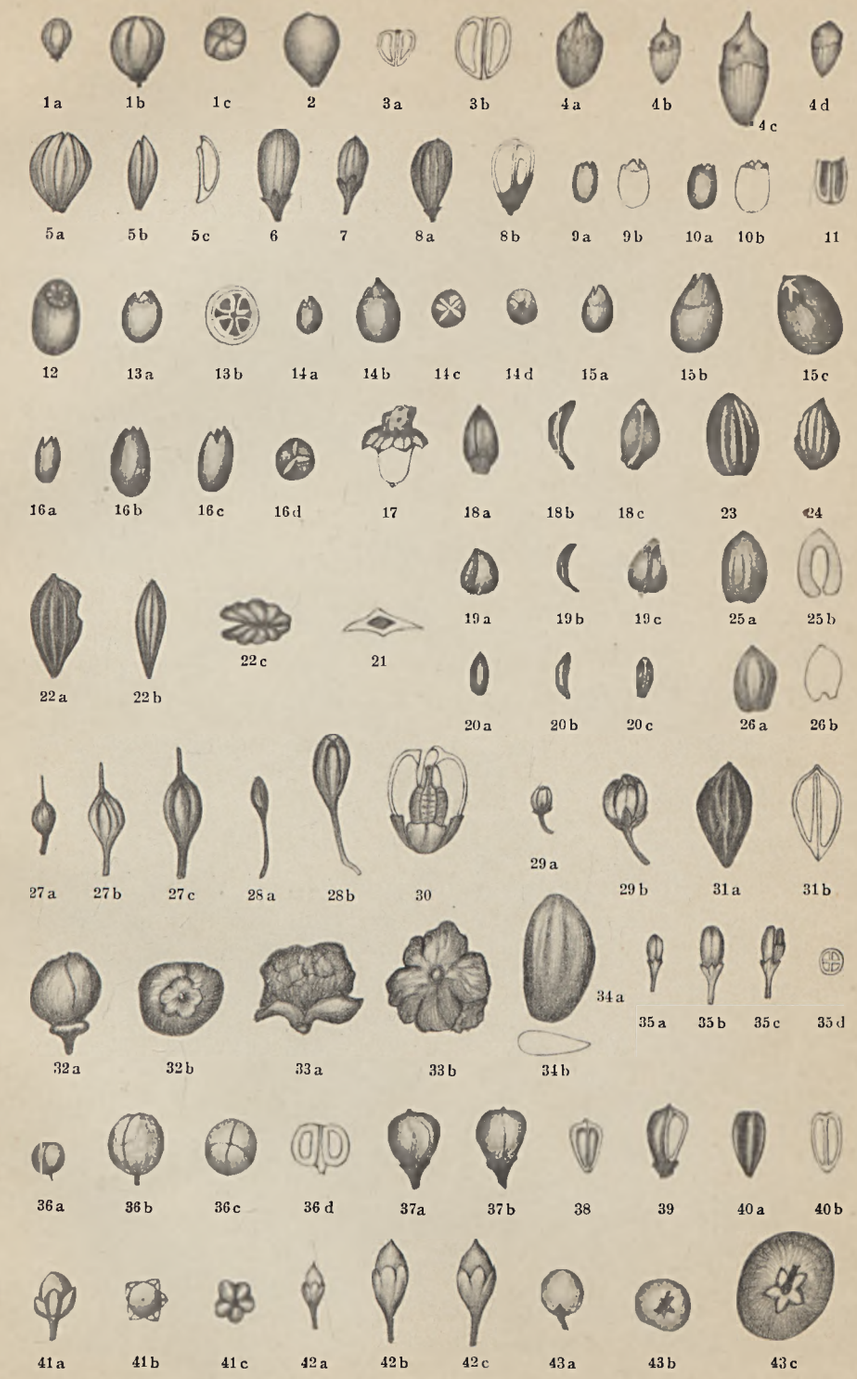


Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 5.

Grube Maria Theresia bei Herzogenrath.

Fig. 1—3. *Elaeocarpus globulus* MENZ. . . . . S. 47
Fig. 1b, 1c, 3b vergr.
Fig. 4. *Visnea germanica* n. sp. . . . . S. 48
Fig. 4c vergr.
Fig. 5. *Cistocarpum decemvalvulatum* n. sp. . . . . S. 49
Fig. 6—8. *Aquilaria germanica* n. sp. . . . . S. 50
Fig. 9—16. *Leptospermocarpum herzogenrathense* n. sp. . S. 51
Fig. 9b, 10b, 12, 13b, 14b, c, d, 15b, c, 16b, c, d vergr.
Fig. 17—21. *Conocarpus tertiaria* n. sp. . . . . S. 53
Fig. 18—21 vergr.
Fig. 22. *Nyssa ornithobroma* UNG. . . . . S. 54
Fig. 23. *Nyssa rugosa* WEBER . . . . . S. 54
Fig. 24. *Nyssa* sp. . . . . S. 55
Fig. 25, 26. *Oleaecarpum germanicum* n. sp. . . . . S. 60
Fig. 27, 28. *Clethraecarpum asepalum* n. sp. . . . . S. 55
Fig. 27b, c, 28b vergr.
Fig. 29, 30. *Andromeda protogaea* UNG. . . . . S. 56
Fig. 29b, 30 vergr.
Fig. 31. *Nathusia rugosa* n. sp. . . . . S. 61
Fig. 32, 33. *Diospyros vetusta* HEER . . . . . S. 59
Fig. 34. *Carpolithes diospyroides* n. sp. . . . . S. 59
Fig. 35. *Ehretiaecarpum parvulum* n. sp. . . . . S. 61
Fig. 35b, c, d vergr.
Fig. 36. *Viticocarpum pusillum* n. sp. . . . . S. 62
Fig. 36b, c, d vergr.
Fig. 37—39. *Carpolithes quinquangularis* n. sp. . . . . S. 63
Fig. 40. *Carpolithes quadrangularis* n. sp. . . . . S. 64
Fig. 41. *Carpolithes quinquesepalus* n. sp. . . . . S. 65
Fig. 42. *Carpolithes convolvulaceus* n. sp. . . . . S. 65
Fig. 42b, c vergr.
Fig. 43. *Carpolithes baccatus* n. sp. . . . . S. 67
Fig. 43c vergr.

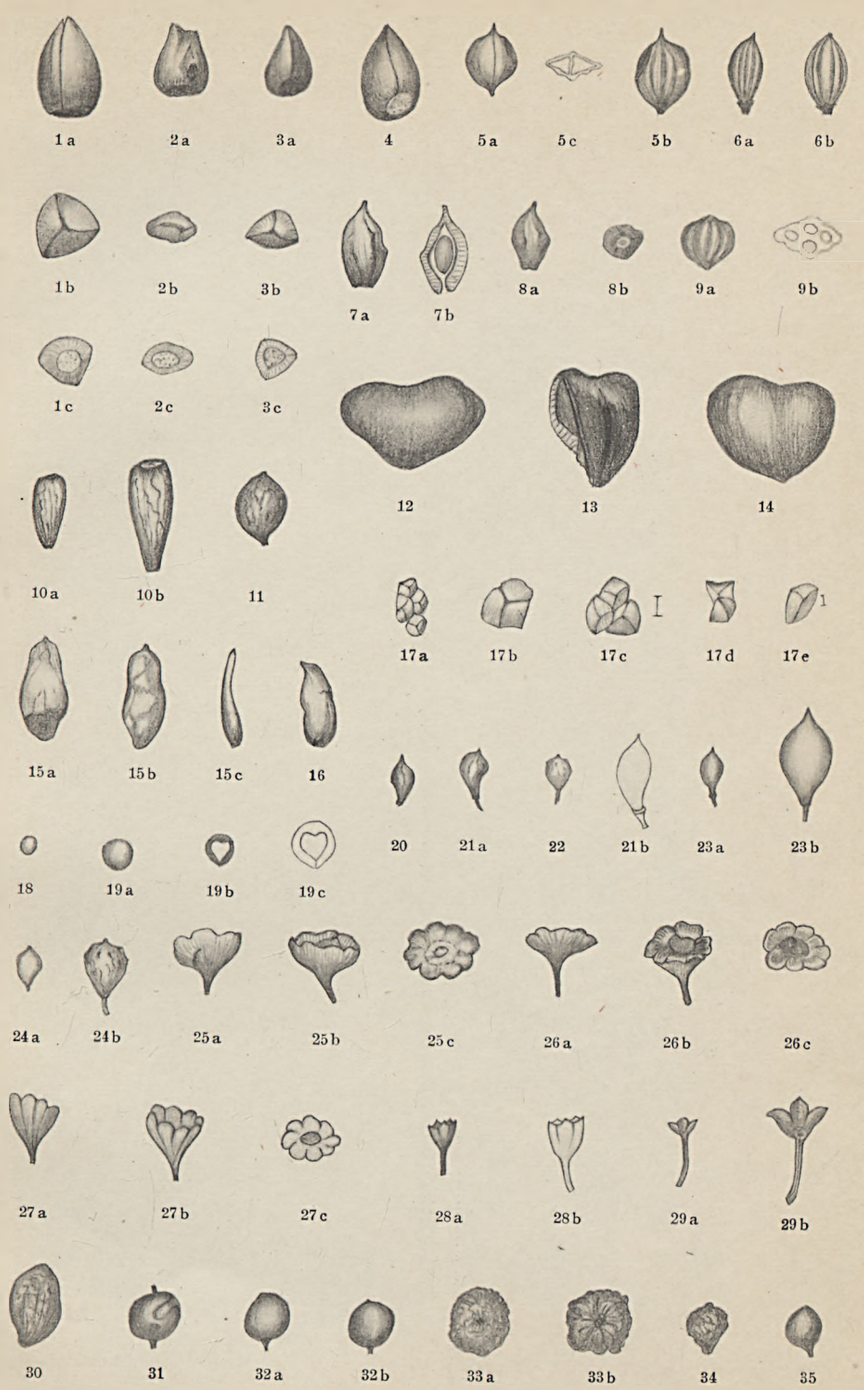


Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 6.

Grube Maria Theresia bei Herzogenrath.

Fig. 1—4. *Carpolithes pyramidatus* n. sp. . . . . S. 66
Fig. 5. *Carpolithes inaequilaterus* n. sp. . . . . S. 68
Fig. 6. *Carpolithes erythroxyloides* n. sp. . . . . S. 69
Fig. 7, 8. *Carpolithes rostellatus* n. sp. . . . . S. 69
Fig. 9. *Carpolithes octosulcatus* n. sp. . . . . S. 70
Fig. 10. *Carpolithes symplocoides* Heer . . . . . S. 70
Fig. 10b vergr.
Fig. 11. *Carpolithes terebinthinoides* n. sp. . . . . S. 71
Fig. 12—14. *Carpolithes Fliegelii* n. sp. . . . . S. 71
Fig. 15, 16. *Carpolithes complanatus* n. sp. . . . . S. 72
Fig. 17. *Carpolithes Lawsonioides* n. sp. . . . . S. 72
Fig. 17b—e vergr.
Fig. 18, 19. *Carpolithes* cf. *Johnstrupii* Hartz . . . . S. 73
Fig. 19c vergr.
Fig. 20—22. *Carpolithes clavatus* n. sp. . . . . S. 74
Fig. 21b vergr.
Fig. 23. *Carpolithes apiculatus* n. sp. . . . . S. 75
Fig. 23b vergr.
Fig. 24. *Carpolithes tuberculatus* n. sp. . . . . S. 75
Fig. 24b vergr.
Fig. 25, 26. *Calycites pateraeformis* n. sp. . . . . S. 76
Fig. 27. *Calycites cinnamomeus* n. sp. . . . . S. 75
Fig. 28. *Calycites verbenaceus* n. sp. . . . . S. 76
Fig. 28b vergr.
Fig. 29. *Calycites quinquesepalus* n. sp. . . . . S. 77
Fig. 29b vergr.
Fig. 30—35. Unbestimmbare Fruchtreste . . . . . S. 77



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 7.

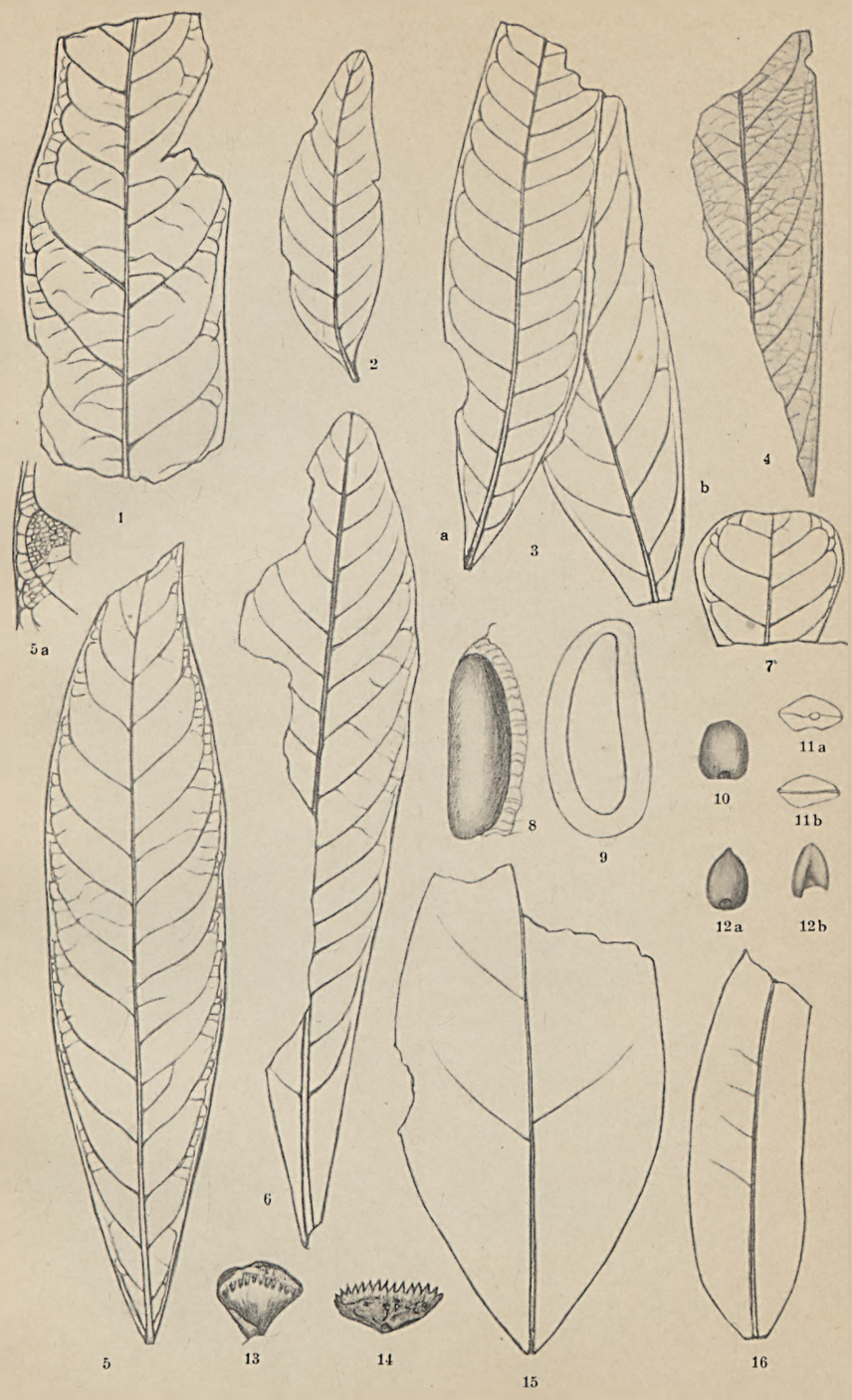
Fossilien aus dem Sandsteine von Nirm.

Fig. 1. *Quercus Lyelli* Heer . . . . . S. 78
Fig. 2, 3a. *Quercus aizoon* Heer . . . . . S. 78
Fig. 3b, 4, 5. *Laurus tristaniaefolia* Web. . . . . S. 79
Fig. 5b vergr.
Fig. 6. *Myrsinophyllum doryphora* Ung. sp. . . . . S. 80
Fig. 7. *Sapotacites minor* Ung. sp. . . . . S. 82
Fig. 8, 9. *Carpolithes dactyliformis* n. sp. . . . . S. 83
Fig. 10—12. *Carpolithes burseraceus* n. sp. . . . . S. 84
Fig. 13, 14. Unbestimmbare Zapfenschuppen . . . . S. 86
Fig. 15, 16. Unbestimmbare Blattreste . . . . . S. 86

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

78
78
79

80
82
83
84
86
86



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 8.

Fig. 1, 2, 2a, 2b. *Glatziella glaucopis* Renz (nov. spec.) aus dem oberen Clymenienkalk von Ebersdorf in Schlesien. Natürliche Größe; Fig. 1 etwas vergrößert . . . . . S. 124

Fig. 3 u. 3a. *Glatziella Helenae* Renz (nov. spec.) aus dem roten, oberen Clymenienkalk von Ebersdorf. Etwas vergrößert . . . . . S. 114

Fig. 4, 4a, 4b. *Glatziella Pasquayi* Renz (nov. spec.) aus dem oberen Clymenienkalk von Ebersdorf. Natürliche Größe . . . . . S. 120

Fig. 5. *Oxyclymenia striata* Münster var. *silesiaca* Renz (nov. var.) aus dem oberen roten Clymenienkalk von Ebersdorf. Natürliche Größe . . . . . S. 127

Fig. 6 u. 6a. *Glatziella Minervae* Renz (nov. spec.) aus dem oberen Clymenienkalk von Ebersdorf. Um $^1/_3$ vergrößert . . . . . S. 121

Fig. 7. *Oxyclymenia ornata* Münster var. *sudetica* Renz (nov. var.) aus dem oberen roten Clymenienkalk von Ebersdorf. Etwas vergrößert . . . . . S. 126



1



2



2a



3



3a



2b



5



4



4a



4b



6



6a



7

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

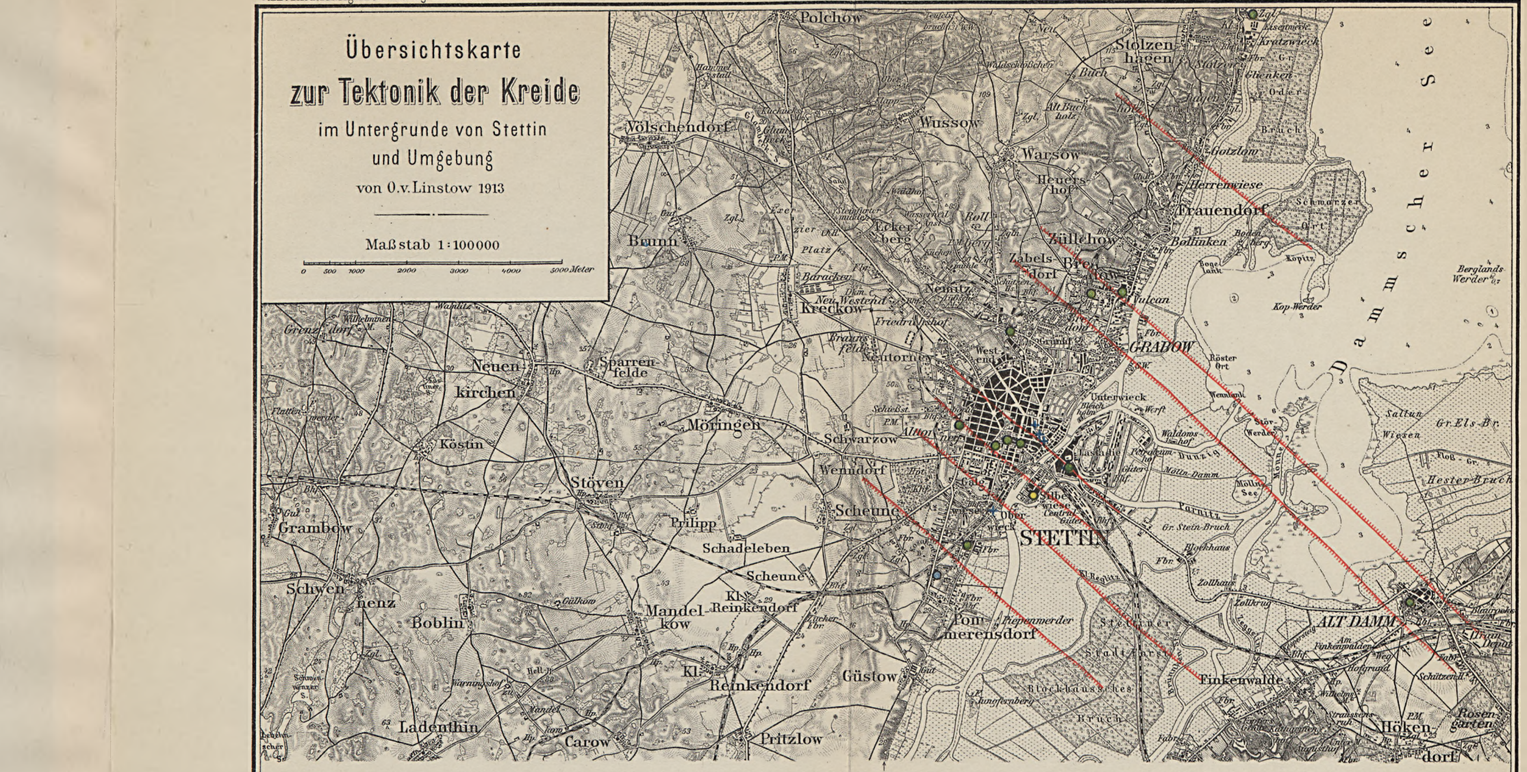
Übersichtskarte zur Tektonik der Kreide

im Untergrunde von Stettin und Umgebung

von O. v. Linstow 1913

Maßstab 1:100000

0 500 1000 2000 3000 4000 5000 Meter



Lith. Anst. Leop. Kraatz, Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Der Buk-Moschiner Os und die Landschaftsformen der West-Posener Hochfläche, nebst Bemerkungen über die Bildungsweise der Schildrücken (Drumlins) und Oser.

Von Herrn **Johannes Korn** in Berlin.

Hierzu Tafel 10.

Über den von WERTH[1]) zuerst teilweise beobachteten Buk-Moschiner Os habe ich bereits kurz in meiner Arbeit über die Mittel-Posensche Endmoräne[2]) berichtet. Inzwischen hat SCHÜTZE[3]) einen Aufsatz über »Talzüge, Seen und Oser auf der Westposener Hochfläche zwischen Buk und Stenschewo« veröffentlicht, in dem er den Os als »nördlichen und südlichen Otuscher Os« teilweise kurz beschreibt; er hat dabei aber die Fortsetzung des Oses über Buk hinaus nach Nordwesten nicht mehr beobachtet und sucht, einer von WERTH[4]) geäußerten Idee folgend, das Ende des Oses in den Rücken am Südrande des Witobeler und Demantschewoer Sees. Wir werden später sehen, daß diese Rücken anders zu beurteilen sind, und daß der Os auf der entgegengesetzten Seite der Seen liegt. Auch bei Tomice ist der Verlauf des Oses anders als SCHÜTZE ihn angibt.

Im Herbst 1912 konnte ich einige Tage auf die Untersuchung des Oses verwenden. Die beigegebene Übersichtskarte, die Hauptos.

[1]) Z. d. G. f. Erdkunde 1909, S. 545.
[2]) D. Jahrb. f. 1912. Bd. XXXIII, Teil I, Heft 3, S. 507.
[3]) Aus dem Posener Lande, 1912, Heft 4, S. 148—155.
[4]) a. a. O.

meine auf den Meßtischblättern erfolgten Aufnahmen im Maßstabe von 1:100 000 wiedergibt, zeigt im Norden die einzelnen Züge und Staffeln, aus denen die Mittel-Posensche Endmoräne sich hier zusammensetzt. Die Hauptmoräne, soweit sie hier in Betracht kommt, besteht aus dem Pinner Teilstück und dem Mieschisker Bogen; vorgelagert ist dem Pinner Teilstück, westlich vom Os, die Duschniker und die Brodkier Vorstaffel. Östlich vom Os lagern sich dem Mieschisker Bogen der Hauptmoräne die Kammthaler Vorstaffel und der Brzozaer Bogen vor, während die Bythiner Staffel als Nachstaffel sich dahinter aufbaut. Die Osbildung beginnt also an einer Stelle, wo zwei Bogenstücke sich scharen, wo also durch die etwas verschieden gerichtete Bewegung der betreffenden Eislappen leicht Veranlassung zu einer Spaltenbildung gegeben werden konnte. Der Os, der im ganzen aus über hundert einzelnen Wallbergen besteht und im Hauptos eine Gesamtlänge von über 36 km hat, setzt bei Mühlort mit ein paar kräftigen, kurzen, aus Sand und Kies aufgebauten Wallbergen ein und läßt sich von dort zunächst in südsüdöstlicher Richtung als einfacher, gelegentlich bei Königshof auf eine kurze Strecke doppelter Zug bis südlich von Wilkowo verfolgen. Die Wallberge bei Königshof erreichen im Pappelberge und der Höhe nördlich beim Gute 10—15 m relativer Höhe; der Aufschluß gegenüber der Gutskapelle zeigt fast horizontale Schichtung des sandigen, stellenweise kiesigen Materials. Die Geschiebe darin sind sämtlich abgerollt. Südlich von Mühlort konnte ich auch in dem vom Wege durchschnittenen Wallberge Geschiebemergel beobachten; doch sind die Formen des Wallberges nicht die eines Aufpressungsoses.

Auf der Ostseite begleitet den Os ein schön ausgebildeter Osgraben, der bis unterhalb Königshof von der Mogilnitza durchflossen wird. Der Bach durchbricht hier den Os in einer Senke zwischen zwei Wallbergen; die Querführung ist allem Anscheine nach künstlich angelegt worden. Der Osgraben ist fast völlig durch Torf ausgefüllt, der oft mehrere Meter Mächtigkeit erreicht und bei Sarbia in ausgedehnten Torfstichen gewonnen wird. Da wo die Mogilnitza den Oszug durchbricht, tritt dieser aus dem

Endmoränenbogen heraus, der durch die Brodkier Staffel und östlich vom Os durch den Brzozaer Bogen gebildet wird; und etwas südlich davon ist der Os auf eine Strecke von etwa 2,5 km völlig unterbrochen, ohne daß aber der Osgraben eine Unterbrechung zeigte. Erst nordöstlich von Buk setzt dann der Os in den Höhen von Großdorf wieder ein. Die außerordentlich massig gebaute Höhe besteht größtenteils aus Kies; in einem Aufschlusse war auch Mergelsand zu beobachten, der den Kies schwebend überlagerte, sowie stellenweise Geschiebemergel in horizontalen Bänken. Die Fortsetzung bildet dann die im Grundriß hufeisenförmig gekrümmte Höhe östlich bei dem Städtchen Buk, auf der die drei Windmühlen stehen und ein Teil des Kirchhofs liegt; in einem Aufschluß des Oses ließen sich hier 7 m völlig horizontal geschichteten mittelkörnigen Sandes beobachten. Der Os ist dann wieder auf eine Strecke von etwa 2 km unterbrochen, während der Osgraben in der alten Richtung weiter zu verfolgen ist. Aufs neue beginnt der Os mit dem fast drei Kilometer langen Wallberge am Vorwerk Josefshof, der eine relative Höhe von fast 15 m bei einer Breite von über 200 m besitzt. Der Aufschluß östlich von Josefshof zeigt den inneren Bau; er besteht aus horizontal geschichteten Sand- und Kiesbänken. Der Osgraben ist von hier ab auf der Westseite des Oses besser entwickelt als auf der Ostseite. Bei Neu-Tomice löst sich der geschlossene Zug wieder in einzelne kleinere, aus Kies und Sand bestehende Wallberge auf, während der Osgraben bald nur auf einer, bald auf beiden Seiten entwickelt ist. Dann setzt der Os auf die Ostseite der hier beginnenden Senke des Tomicer Sees hinüber; die kuppige Höhe westlich von Tomice-Mühle bildet die Verbindung.

Kalwier Rinne.

An dieser Stelle mündet der Otuscher Nebenos in den Hauptos ein und hier kreuzt sich auch die vom Niepruschewoer See her kommende, fast genau nordsüdlich verlaufende Rinne, die sich dann südlich von Oranienhof im Strykowoer See fortsetzt, mit der Rinne des Osgrabens. Diese Nord-Südrinne, die wir nach dem Orte Kalwi an ihr als die Kalwier Rinne bezeichnen wollen, ist eine alte subglazial angelegte Schmelzwasserrinne und ist älter

als der Osgraben; das sieht man deutlich bei Oranienhof, wo diese Rinne größtenteils von Geschiebemergel u. a. ausgefüllt ist. Die Schmelzwasserrinne ist also vom Osstrome so zu sagen abgelenkt worden, ganz ähnlich, wie das in der Schönlanker Gegend der Fall ist, wo ein erst in ostwestlicher Richtung fließender Schmelzwasserstrom durch den Osstrom des Straduhner Oses in die Nord-Südrichtung abgelenkt wird[1]).

Daß die Schmelzwasserrinne eine ältere Rinne ist, ersieht man auch aus den Verhältnissen bei Kalwi am Nordrande des Niepruschewoer Sees, wo die Rinne, die sich noch weit nach Norden fortsetzt, durch die Endmoränenbildungen zugeschüttet worden ist.

Otuscher Nebenos.

Der Otuscher Nebenos — das zuerst aufgefundene Stück des Oses — beginnt auf der Hochfläche südlich von Brzoza, etwa 1,5 km südlich vom Brzozaer Endmoränenbogen, mit einer sandigen Kuppe von nur etwa 5 m Höhe. Gleich die zweitnächste Kuppe östlich von Zegowo ist aber schon über 15 m hoch, bei 106,6 m Meereshöhe. Es folgen die langgestreckten sandigen Wallberge östlich vom Vorwerk Friedenau (früher Wygoda) und die das Dorf Otusch in einem etwa nach Südwesten geöffneten Halbkreise umziehenden Höhen. Nördlich vom Bahnhofe Otusch folgt dann ein im Grundriß geschlängelter und geknickter langgestreckter Rücken, der mehrfach tiefe Osgruben aufweist. Hier sind zur Kiesgewinnung zurzeit ausgezeichnete Aufschlüsse geschaffen worden, die besten des ganzen Oses; der Os zeigt hier überall Kies und Sand in horizontaler Schichtung, vielfach auch in kreuzgeschichteter Anordnung. Eine gute Abbildung gibt Schütze a. a. O.

Der Osgraben dieses Nebenoses besteht bis östlich von Otusch nur aus einzelnen Senken; erst nördlich vom Bahnhofe bleiben diese Senken im Zusammenhang, den sie bis zum Ifflandshöfer Gutssee bewahren. Südlich von Ifflandshof (früher Skrzynki) schart sich der Otuscher Nebenos mit einem andern, der vom

[1]) Vergl. Korn, Über Oser bei Schönlanke. D. Jahrb. f. 1908, Bd. XXIX, Teil I, S. 535.

Südende des Niepruschewoer Sees herkommt und aus lauter vereinzelten Wallbergen besteht. Dieser Nebenos, der Niepruschewoer, ist am Westrande der älteren Kalwier Schmelzwasserrinne aufgesetzt, genau so, wie beiläufig ein großer Teil des später zu behandelnden Strykowoer Nebenoses.

Wo die Scharung des Niepruschewoer Nebenoses mit dem Otuscher erfolgt, löst sich der bis dahin gut zusammenhängende Zug des Otuscher Oses in eine Reihe von parallelen Wallbergen auf, deren an einer Stelle nicht weniger als fünf gezählt werden können. Das ist wieder gleichzeitig die Stelle, an der die nordsüdliche ältere Kalwier Rinne den nordwest-südöstlich verlaufenden Osgraben kreuzt; offensichtlich war an dieser Stelle das Inlandeis sehr stark zerspalten. Von einem zusammenhängenden Osgraben ist hier keine Rede mehr; zwischen den Osern liegen reihenweise kleine Senken, die von einander durch schwache Anschwellungen getrennt sind. Erst westlich vom Vorwerk Zarnowiec, wo die Scharung mit dem Hauptos stattfindet, ist wieder ein zusammenhängender Osgraben vorhanden.

Der Otuscher Nebenos hat eine Erstreckung von über 8 km, und es ist bezeichnend, daß sein Anfang etwa in gleicher Entfernung vom nördlich davor liegenden Eisrande sich befindet wie der Wiederbeginn des Hauptoses bei Buk.

Queros bei Otusch.

Bei dem Gute Otusch liegen einige Wallberge quer zu der Hauptrichtung des Oses; sie sind z. T. bereits durch Abbau zerstört und bestehen, soweit die Aufschlüsse eine Beobachtung erlauben, aus horizontal geschichtetem Kies. Sie liegen im Grundrisse gleichfalls senkrecht zu der sie durchziehenden Rinne, in der der Gutspark zum Teil liegt. Es ist ein echter Queros, um den es sich hier handelt. Die Entwässerung der Os-Spalten ist hier zum Teil offenbar nach Westen erfolgt, wo eine Rinne nach dem Nordende des Josefshöfer Wallberges hinzieht, von dem aus auch ein Ausläufer sich nach dieser Rinne hinstreckt; zum Teil wird sie in der tiefen Rinne erfolgt sein, die in der Richtung des Hauptoses verläuft und den Queros fast senkrecht durchsetzt. Wir haben also an dieser Stelle ein kleines System sich kreuzender Querbrüche

des Eises, wie sie in der großartigsten Weise bei Tomice vorgelegen haben müssen, da wo die nordsüdlich verlaufende Rinne von dem Os gekreuzt wird.

Kalwier Rinne. Die Kalwier Rinne ist, wie schon oben hervorgehoben, eine subglazial angelegte Schmelzwasserrinne, deren Richtung auf der allgemeinen Richtung des durch die Hauptendmoräne angedeuteten Eisrandes etwa senkrecht steht. Sie läßt sich hinter dem Eisrande noch weit nach Norden verfolgen, wird heute meist von humosen Bildungen ausgefüllt und durchbricht zwischen Edmundowo und Kalwi die Bögen der Endmoräne. Am Durchbruche bei Kalwi ist sie, wie oben schon erwähnt, durch die Aufschüttungen der Endmoräne zum Teil ausgefüllt, also älter als diese; doch ist eine Verbindung im Gelände noch erkennbar. Südlich von der Endmoräne wird sie vom Niepruschewoer See eingenommen, der nach den Lotungen Schütze's [1]) vur die Tiefe von 4,5 m erreicht.

Niepruschewoer Nebenos. Der Südteil des Sees ist durch humose Bildungen zugewachsen, und diese Strecke der Rinne wird auf ihrer Westseite, wie bereits hervorgehoben, von den Wallbergen des Niepruschewoer Oses begleitet. Dieser Os ist nur etwa 2 km lang und zeigt in der Anordnung seiner Wallberge deutlich die sich kreuzende Richtung der Spalten an.

Strykowoer Nebenos. Bis zur Umbiegungsstelle des Tomicer Sees westlich von Lissowki behält der westlich von Zarnowiec wieder einsetzende Osgraben des Hauptoses die Nordsüdrichtung der Kalwier Rinne bei, und diese läßt sich hier durch die flache Senke westlich von Oranienhof etwa in der alten Richtung nach dem Strykowoer See zu verfolgen, der etwa 9 km lang die Rinne nach Süden zu fortsetzt. Auf seiner Westseite wird der See von einem nur schwach entwickelten aber deutlichen Os, dem Strykowoer Nebenos, begleitet, der, soweit die spärlichen Aufschlüsse das feststellen ließen, aus horizontal geschichten Sanden und Kiesen besteht und an der Nordseite des Sees, vom Osgraben nördlich begleitet, scharf nach Osten umbiegt. An dieser Stelle zeigt ein größerer Aufschluß östlich bei

[1]) a. a. O., S. 155.

der Försterei gleichfalls Horizontalschichtung der Sande und Kiese. Der Strykowoer See ist ebenfalls von SCHÜTZE ausgelotet[1]) worden, die größte Tiefe besitzt er ganz in der Nähe des Nordendes mit 7,3 m und südlich von Eberhardslust mit 7,5 m; dazwischen liegt eine Schwelle mit wenig über 5 m Tiefe.

Entstehung der Oser und Osgräben.

Diese Begleitung der alten Schmelzwasserrinnen durch die beiden Nebenoser läßt den Schluß zwingend erscheinen, daß in der unmittelbaren Nachbarschaft dieser alten Rinne später Spalten aufrissen, die dann vom Osstrome benutzt wurden. Offenbar lagen hier schwache Stellen des Eises, die zu den bedingenden Spannungen führten. Es ist auch nicht schwierig, sich vorzustellen, wie diese Spannungen bedingt waren. Solange nämlich eine Schmelzwasserrinne von den Wassern noch benützt wurde, konnte das subglaziale Gewölbe durch das Wasser noch getragen werden. Auf diese Weise war es möglich, daß die Schmelzwasserrinne sich so weit erweiterte, wie das hier der Fall ist, wo sie stellenweise 800—1000 m an Breite erreicht. Ein von Wasser nicht ausgefülltes Gewölbe hätte eine so gewaltige Spannung niemals ausgehalten; es wäre zusammengebrochen. Versiegte nun aber das Schmelzwasser, so mußte das nicht mehr getragene Gewölbe, das bei großer Spannweite zu dieser Zeit kein sehr mächtiges Eis mehr über sich hatte, absitzen, die Rinne wurde durch das zusammenbrechende Eis ausgefüllt, und da, wo das Eis randlich auf seiner Grundlage fest saß, mußten Bruchspalten entstehen, die hauptsächlich in der Richtung der Rinne gestreckt waren und dann später vom Osstrome benutzt wurden. Das Versiegen oder Schwächerwerden des Schmelzwasserstromes wird hier mit der Zuschüttung durch die Endmoräne bei Kalwi zusammenhängen, und so können wir die Zeit der Entstehung der beiden Nebenoser in die Periode verlegen, wo das hinter dem Brzozaer Bogen liegende Eis die Kalwier Endmoräne erzeugte, wo also das davor liegende Eis bereits ohne Bewegung war. Auch diese Argumentation führt also zu dem Schlusse, daß diese Oser im toten Eise gebildet worden sind.

[1]) Vergl. a. a. O., S. 154.

Auffällig ist es, daß beide Nebenoser an der Westseite der alten Rinne sitzen. Diese Westseite ist im Sinne der ehemaligen Bewegung des Eises, die die Moschiner Vorstaffel und die weiter unten zu besprechenden auffallenden Landschaftsformen der Schildrücken in dieser Gegend erzeugte, die Rückseite; offenbar fällt also der Beginn der Spaltenbildung, die nachher die Nebenoser hier entstehen ließ, noch in die Zeit der Bewegung des Eises, also schon vor die Entstehung der Kalwier Endmoräne; doch kann die Zeitspanne zwischen diesem Beginn der Spaltenbildung und ihrer endgültigen Aufreißung nur sehr kurz gewesen sein. Als einen bloßen Zufall möchte ich aber das westliche Aufsitzen der Nebenoser nicht ansehen.

Der Osgraben dieser Nebenoser, als welcher die alte Rinne, rein morphologisch betrachtet, erscheint, ist also älter als die Oser selbst. Das scheint für den Schluß zu sprechen, daß ganz allgemein da, wo ein Osgraben das unregelmäßig auf- und absteigende Bodenrelief einer alten Schmelzwasserrinne, also ungleichsinniges Gefälle zeigt, er älter ist als der Os und in der oben dargelegten Weise die Bedingungen für die Entstehung des Oses geliefert hat. Notwendig ist für den Os die Spalte[1]), und wir müssen wenigstens versuchen, ob es nicht möglich ist, für den Grund der Entstehung der Spalten einen Anhalt zu finden. Die oben entwickelte Erklärung ist dazu imstande. Es ist außerordentlich auffällig, daß sehr häufig Oser am Rande von breiten Senken sitzen, die in ihrer mächtigen Entwicklung zu den verhältnismäßig unbedeutenden Wallbergen in einem auffälligen Mißverhältnisse stehen. Wenn man derartige Senken als Osgräben oder solche Seen als Osseen bezeichnet, so erscheint bei dieser Namengebung der Os sozusagen als die Hauptsache, die ihn begleitende etwa vom See erfüllte Vertiefung als die Nebensache. Es ist das ja verständlich, da die morphologisch gesprochen positiven Formen der diluvialen Oberfläche meist auffälliger sind als die negativen. Bei unserer Erklärungsweise solcher Osgräben ist es aber umgekehrt: Die alte Schmelzwasserrinne wird

[1]) Mit der Hypothese der inglazialen Entstehung der Oser werde ich mich weiter unten auseinandersetzen.

zu der ursprünglichen und wichtigeren Form, der Os erweist sich als ein nachträgliches und recht sekundäres Gebilde.

Die Bildung von Osern mitten in den Schmelzwasserrinnen ist danach gleichfalls leicht verständlich; der Zusammenbruch des Eisgewölbes wird auch hier oft Spalten entstehen lassen, die dann mit Osbildungen ausgefüllt werden.

Auch die Einlagerung von Geschiebemergel in solche Rinnen, wie das hier bei Oranienhof der Fall ist, bedarf nun weiter keiner Erklärung; er ist der Schuttinhalt des zusammengebrochenen und dann abgeschmolzenen Eisgewölbes. Und ebenso erklären sich die Osgruben als Stellen, wo durch liegen gebliebene Eisklötze eine Sedimentation verhindert war.

Wir benehmen durch diese Erklärung den Osern das Zufällige, das ihnen bei anderen Erklärungsweisen häufig anhaftet und bringen sie in Zusammenhang mit der ganzen Erscheinung der Abschmelzung des Inlandeises, durch die ja die Gestaltung unserer heutigen diluvialen Oberfläche im wesentlichen bedingt ist. Freilich bezieht sich diese Erklärung zunächst nur auf die Osgräben mit ungleichsinnigem Gefälle des Bodenreliefs, die eben dadurch ihre Natur als subglaziale Schmelzwasserrinnen dartun. Über die Osgräben mit gleichsinnigem Gefälle werde ich mich weiter unten auslassen.

Strykowoer Nebenos.

Wir verließen den Strykowoer Nebenos östlich vom Nordende des gleichnamigen Sees. Hier teilt sich bei der Borowie (deutsch gleich »Waldberg«) der Nebenos, der hier schon in die Richtung des Hauptoses einlenkt, in zwei parallel hinziehende Wallberge, die den Osgraben zwischen sich nehmen und in Höhe und Massigkeit der Ausbildung sehr verschieden sind. Der westliche, der Chaussee entlang sich hinziehende Wallberg hält nur 5—10 m in relativer Höhe, in der Borowie aber erreicht der Os seine gewaltigste Entwicklung mit etwa 30 m Höhe über den Landflächen des nördlichen Fußes bei 112,8 m Meereshöhe. Über dem Spiegel des Großdorfer Sees (70,5 m) ragt die Borowie über 40 m auf. Die Länge des Wallberges beträgt über 1,5 km, seine Breite bis über 400 m; und wenn man sich dem Städtchen Stenschewo von Südosten her nähert, so beherrscht die dunkel aufragende Waldhöhe mit der eigentümlich

dreieckigen Gestaltung ihres Querschnittes auf weite Entfernung schon den Horizont. Soweit ersichtlich besteht der Wallberg aus steinigem Sande; über den Bau kann ich bei dem Mangel an Aufschlüssen nichts sagen. Mit der Borowie ist der Strykowoer Nebenos wieder in die Richtung des Hauptoses gekommen; er setzt sich zunächst in einem niedrigeren Wallberge am Ostende des Großdorfer Sees weiter fort, der nach der Maas'schen Aufnahme von Blatt Dombrowka an seiner Oberfläche zum Teil aus Geschiebemergel besteht, und ist durch die im versumpften Südteile des Podgayer Sees jetzt vereinzelt liegende Höhe von 87,7 m mit dem Hauptos verbunden.

Hauptos, Fortsetzung.

Dieser, den wir an der Umbiegungsstelle des Tomicer Sees verlassen hatten, bleibt von Zarnowiec ab auf dem Nordufer des mächtig entwickelten Osgrabens. Der Os zieht sich südlich von Zarnowiec in sandigen horizontal geschichteten Aufschüttungen nach Südosten bis zum Ausgange von Lissowki und setzt sich dann in dem Swinzonka-Berge (96,5 m) südöstlich davon fort. Er erreicht hier 27,5 m über dem Spiegel des Tomicer Sees.

Die Schildrückenlandschaft.

Am Westausgange von Lissowki liegt in der Biegung des Tomicer Sees ein mächtiger über 800 m langer und bis über 27 m über dem See sich erhebender Geschiebemergel-Rücken, dem Os, der auf der Hochfläche östlich davon hinzieht, genau parallel. Derartige, größtenteils an der Oberfläche aus Geschiebemergel bestehende Rücken, die in ihrer Hauptrichtung dem Os parallel sich erstrecken, sind südlich von der Brodkier und Brzozaer Endmoräne so außerordentlich zahlreich vorhanden, daß sie den Charakter der Landschaft durchaus bestimmen und diese als eine »Rückenlandschaft« im Sinne Keilhack's[1]) kennzeichnen. Im Gegensatze dazu sind die Formen nördlich von der Hauptmoräne fast durchaus der unregelmäßig bewegten Grundmoränenlandschaft zuzurechnen, und die parallelen Rücken beschränken sich im allgemeinen auf das Gebiet zwischen ihren Vorstaffeln und der Moschiner Aufpressungsmoräne. Die Rücken sind auf der beigegebenen Übersichtskarte

[1]) D. Jahrb. f. 1896, S. 188.

durch die hellbraune Farbe herausgehoben worden. Die Senken dazwischen, die mit der grünen Farbe angelegt sind, zeigen der Richtung der Rücken entsprechend gleichfalls die bemerkenswerte Parallelität mit der Osrichtung. Mehrfach sind die Senken von Seen ausgefüllt, die jetzt meist vertorft sind und nur zum Teil sich bis heute erhalten haben. Die Formen der Rücken sind flach gewölbt, der Umriß elliptisch oder durch Verschmelzung biskuitförmig und stets im Sinne der Osrichtung gestreckt. Die Länge beträgt 400 m bis 4,5 km, die Breite 200 m bis über 1 km, wobei das Verhältnis von Länge zu Breite etwas schwankt. Die Höhe überschreitet 5—10 m nur selten, so daß die Formen eines solchen Rückens die eines meist ganz flach gewölbten Schildes sind, wobei die Neigungsverhältnisse der vier Seiten etwas von einander abweichen können. Ich möchte für diese Rücken, die oberflächlich größtenteils aus Geschiebemergel bestehen, also mit den als »Drumlins« bezeichneten Gebilden identisch sind, die deutsche Bezeichnung »schildförmige Rücken« oder kurz »Schildrücken« vorschlagen, zumal Schröder's Ausdruck »Radial-Rücken«[1]) sich nicht durchgesetzt hat. Statt des fremdländischen Ausdrucks »Drumlinlandschaft«[2]) würde dementsprechend das Wort »Schildrückenlandschaft« eintreten.

Es ist nun sehr bemerkenswert, daß der Os gerade da aufsitzt, wo diese Schildrückenlandschaft endet und sich westlich eine Grundmoränenebene anschließt. In dem Gebiete westlich vom Os herrschen in der Landschaft durchaus ruhige, ganz leicht gewellte Formen vor, die zwar keine mathematische Ebene ergeben, aber doch so flach sind, daß diese Landschaft durchaus die Bezeichnung einer ebenen Grundmoränenlandschaft verdient. Insbesondere fehlt hier eine ausgesprochene Richtung ganz und gar, wie ein Blick auf die Geländezeichnung der Generalstabskarte schon erkennen läßt, wie das aber noch deutlicher die Meßtischblätter zeigen, deren Höhenlinien westlich und östlich vom

[1]) D. Jahrb. f. 1897, S. 104.

[2]) Der Keilhack'sche Ausdruck »Rückenlandschaft« ist zu unbestimmt, weil mehrdeutig, und daher fallen zu lassen.

Os ganz verschiedene Formen aufweisen. Östlich zeigen sich nämlich überall die elliptischen oder biskuitförmigen geschlossenen Formen der Höhenlinien, während man westlich solche Gebilde vergeblich sucht. Erst westlich von Opalenitza nimmt das Gelände wieder unruhigere Formen an.

Die Schildrückenlandschaft setzt sich nach Osten über das Gebiet unserer Karte fort und ist, durch die ebenen Flächen der Sander stellenweise unterbrochen, bis an das Warthetal zu verfolgen. Sie setzt sich dann wieder jenseits des Warthetales weiter fort und ist hier bereits von E. Werth beobachtet und beschrieben[1]) worden.

Fast auf der Scheide der beiden Landschaftsformen sitzt also im Westen der Schildrückenlandschaft der Os auf; zweifellos hat die verschiedenartige Beschaffenheit des Inlandeises hier die Gelegenheit zur Entstehung von Spannungen gegeben, die zur Bildung der Spalten führten, in denen dann der Os aufgeschüttet worden ist. Als wirkende Ursache können wir die verschiedene Mächtigkeit oder die verschiedene Geschwindigkeit in den aneinander grenzenden Gebieten des Inlandeises ansehen; vielleicht sind aber auch beide Ursachen gleichzeitig wirksam gewesen, so zwar, daß das mächtigere Eis, als welches ich das östliche betrachte, auch die größere Geschwindigkeit gehabt hat.

Bildungsweise der Schildrücken.

Aber nicht bloß ist die Beschaffenheit des Inlandeises in den Gebieten der beiden Landschaftsformen verschieden gewesen, so daß an der Berührungsfläche ein System von Spalten aufriß, es muß auch eine besondere Ursache für die Verschiedenartigkeit der Oberflächenformen vorhanden gewesen sein. Wir kommen damit zu der Frage der Entstehung der Schildrücken oder Drumlins. Die Literatur über diese Frage ist recht reichhaltig; ich beabsichtige indes nicht, auf sie hier näher einzugehen. Man findet sie, soweit sie hier in Betracht zu ziehen ist, in Böhm's Moränenkunde[2]) — einem viel zu wenig bekannten Werke — und in Wahnschaffe's

[1]) Z. d. D. g. G. Bd. 61, 1909, Monatsber., S. 300 ff.

[2]) A. Böhm Edler von Böhmersheim, Geschichte der Moränenkunde, Wien 1901, S. 192 ff.

Buche über die Oberflächengestaltung[1]) usw. aufgeführt und kritisch behandelt. Ich muß gestehen, daß mich keine der verschiedenen über diese Frage entwickelten Ansichten völlig befriedigt hat und möchte bei dieser Gelegenheit meine Anschauung über die Entstehung dieser Gebilde hier kurz entwickeln.

Ich gehe bei der Erklärung von den roches moutonnées aus, die sehr häufig an den der Stromrichtung abgekehrten Enden eine Anhäufung von Grundmoränenmaterial zeigen. Diese Anhäufung kann eine größere Ausdehnung erreichen, so daß dann ein großer Teil des Hügels von Grundmoräne sich bedeckt zeigt. Schließlich gibt es solche Gebilde, die völlig von Geschiebemergel eingehüllt werden, wie denn im Kerne süddeutscher und amerikanischer Schildrücken oft festes Gestein beobachtet worden ist. Genau ebenso, wie sich in solchen Fällen der Felskern verhält, kann sich nun auch ein Hügel von Kies oder Sand oder auch von Geschiebemergel, vielleicht in gefrorenem Zustande, verhalten, der ursprünglich die verschiedenartigste Entstehung haben kann, und, vom Eise in der Strömungsrichtung bearbeitet, genau die Rolle der roches moutonnées spielt und wie diese Veranlassung zur Ansetzung von Grundmoränenmaterial bietet. Dieses Grundmoränenmaterial ordnet sich entsprechend der Vorwärtsbewegung des Eises an; es wird dazu eine verhältnismäßig energische und rasche Eisbewegung gehören. Der so entstandene Schildrücken kann vereinzelt bleiben — derartige Gebilde sind vielfach vorhanden, die Schildrücken treten keineswegs immer nur in größerer Anzahl auf — oder es kann, wenn eine kuppige Landschaft auf diese Weise vom Eise bearbeitet wird, eine Vergesellschaftung von Schildrücken in Erscheinung treten, und wir bezeichnen dann diese Ausbildung als eine Schildrückenlandschaft.

Es ist nun weiter sehr bemerkenswert, daß im vorliegenden Falle diese Landschaft genau da westlich abschneidet, wo die Endmoräne der Moschiner Vorstaffel ihr westliches Ende erreicht. Mit einem Schlage hören damit die parallel gerichteten Seen, Senken und Schildrücken völlig auf; westlich sucht man vergeb-

[1]) S. 149 ff.

lich sowohl nach diesen Landschaftsformen als nach Endmoränen. Es kann das unmöglich als ein Zufall betrachtet werden, vielmehr muß ein genetischer Zusammenhang vorliegen. Und ich stelle mir diesen Zusammenhang so vor, daß die größere Mächtigkeit und Geschwindigkeit des Eises, die die gewaltige Aufpressung der Moschiner Vorstaffel hier bewirkte, auch für die Ausarbeitung der ursprünglich vorhandenen unregelmäßig kuppigen Landschaft in die regelmäßigen Formen der Schildrückenlandschaft bestimmend gewesen ist.

Hauptos, Fortsetzung.

Wir verließen den Os an der Stelle, wo der Strykowoer Nebenos bei Großdorf in den Hauptos einmündet. Der Hauptos sitzt hier unmittelbar am Rande der vom Podgayer See und seinem versumpften Südteile eingenommenen Senke; auf Blatt Dombrowka ist hier ein Stück des Oses bereits kartiert, aber damals nicht erkannt worden. Er ist in der Südwestecke des Blattes teils als Oberer, teils als Unterer Sand dargestellt. Einige Sandhügel bei Kromplewo, die nach dem Dembno-See hinüberleiten, bilden die Verbindung mit den nördlich am Dembno-, Broschenek- und Lipno-See liegenden, teilweise aus Geschiebemergel bestehenden Wallbergen, die den Hauptos hier weiter fortsetzen. Der Hügel westlich von Dembno am See ist ein völliger »till tumulus« im Sinne Chamberlain's, er kann an dieser Stelle als Aufpressung oder als durch Geschiebemergel verhüllter Wallberg des Oses verstanden werden. Aufschlüsse waren leider nicht vorhanden, so daß sich nichts Entscheidendes darüber sagen läßt. Auch in den Wallbergen östlich davon ist wieder Geschiebemergel zu beobachten. An dieser Stelle möchte ich nachholend bemerken, daß der steil aufragende Geschiebemergelrücken an der Umbiegungsstelle des Tomicer Sees, der auf der Karte als Schildrücken dargestellt ist, durchaus nicht zwingend als solcher aufgefaßt werden muß. Man kann ihn sehr wohl als aufgepreßten Geschiebemergelrücken verstehen, der also in den Os hineingehören würde. Die Formen sind nämlich außerordentlich steil; er hat 27 m über dem Spiegel des Tomicer Sees bei 250 m Querdurchmesser, also eine Neigung der Abhänge von mehr als 1:5! Außerdem liegt er an

einer kritischen Stelle, nämlich gerade da, wo die Umbiegung der Kalwier Rinne in die Richtung des Hauptosgrabens stattfindet. So könnte dieser Rücken als Wallberg sehr wohl in den Os hineingehören; doch ließ sich aus Mangel an Aufschlüssen diese Frage nicht entscheiden.

Südöstlich vom Lipno-See zieht sich der Os westlich am Lysica- und dann östlich am Laczki-Bruche entlang, wobei beide Brücher hier den Osgraben bilden. Dann zieht er durch den Trzebawer Busch und ist bei Vorwerk Gurka auf etwa 1 km unterbrochen. Der Osgraben bleibt aber auch hier vorhanden. Der langgestreckte Wallberg südlich am Skrzynka-See, an dem die Försterei Gurka liegt, bildet die Fortsetzung; nördlich sowohl als südlich begleitet ihn hier der Osgraben. Im Wallberge ist auch hier teilweise Geschiebemergel zu beobachten. Wieder findet eine Unterbrechung statt; östlich von dem kleinen Kessel-See, der also in den Osgraben gehört, beginnt dann das letzte Stück des Oses am Budzyner See, der hier den Osgraben bildet. Der Wallberg zieht sich etwa 800 m lang am Südwestufer des Sees hin; er bildet hier einen recht steilen Ziegenrücken, der, soweit ich beobachten konnte, größtenteils aus horizontal geschichteten Sanden und Kiesen besteht. Die Einschnitte, die den letzten, östlichsten Abschnitt des Wallberges tief zerschneiden, sind, wie die prähistorischen Scherben auf den Hügeln andeuten, wohl künstlichen Ursprunges; der Os ist hier zur Anlegung gesicherter Wohnplätze hergerichtet worden.

Alter des Oses.

Sehr bemerkenswert ist es nun, wie dieser letzte Teil des Oses in der Endmoräne liegt, tief in sie eingebettet und in seiner Richtung fast senkrecht auf der der Endmoräne. Die ganzen Verhältnisse hier geben einen sicheren Beweis dafür, daß der Os im toten Eise gebildet wurde. Der Budzyner See liegt in seinem Spiegel bei 61,4 m; der Os wird in seinem Kamme etwa 10—12 m höher ansteigen. Demgegenüber liegt der Gipfel der Endmoräne bei Ludwigshöhe bei etwa 110 m, auf der andern Seite nördlich von der Oberförsterei schon über 120, ja im Ludwigsberge etwas östlich davon (nicht mehr auf unserer Karte enthalten) sogar auf

131,9 m Meereshöhe. Der Höhenunterschied beläuft sich also auf 50—60, ja 70 m. Nicht ganz so tief ist die Rinne eingeschnitten, die den Piskorzewen von der Ludwigshöhe trennt. Die Endmoräne liegt dabei in ihren höchsten Erhebungen immerhin 30—40 m über der Hochfläche. Dagegen liegen die jüngsten Talsande des Warthetales an der Einmündung des Osgrabens bei 63—65 m, also noch etwas höher als der heutige Spiegel des Budzyner Sees. Der Os geht also in seinen östlichsten Aufschüttungen allmählich in das Niveau des Talsandes herab. Das beweist, daß diese jüngsten Talsande schon vorhanden oder wenigstens in Bildung waren, als dieser Teil des Oses aufgeschüttet wurde, daß also die Bedeckung der Hochfläche mit totem Eise, die allein die Erhaltung des Oses ermöglichen konnte, damals noch fortgedauert hat. Für die Mächtigkeit des Eises in dieser Zeit werden wir nicht nötig haben, mehr als etwa 70—80 m anzusetzen.

Da der Spiegel des Budzyner Sees noch einige Meter unter dem Niveau des jüngsten Talsandes liegt, der Boden des Osgrabens also hier noch tiefer zu liegen kommt, so würde dieser Befund die Ausstrudelung eines erheblichen Kolkes zur Zeit der Ausbildung des Osgrabens hier, also als letzte Kraftäußerung der Schmelzwasser des Inlandeises, ergeben. Man kann freilich zur Erklärung dieser Niveauverhältnisse auch annehmen, daß zur Zeit der Bildung des Osgrabens hier die Aufschüttung der jüngsten Diluvialterrasse noch nicht beendet war und hat dann nicht nötig, einen Kolk hier anzunehmen. Es ist nämlich auffällig, daß an der Einmündung des Osgrabens in das Tal ein Schuttkegel nicht vorhanden ist. Jedenfalls aber ist unbedingt ein Zusammenhang mit der Bildung der jüngsten Terrasse vorhanden, und es ist unmöglich, die Beendigung der Osbildung in die Zeit einer höheren Terrasse zu verlegen. Mit einer solchen Annahme würden die Niveauverhältnisse so, wie sie vorliegen, sich nicht vereinigen lassen. Es bleibt also dabei, daß auch zur Zeit der Bildung der jüngsten Terrasse auf der Hochfläche noch totes Eis gelegen hat. Wie ich an anderem Orte[1]) gezeigt habe, besitzt die höchste

[1]) Dieses Jahrb. f. 1912, Teil 1, Heft 3, S. 498 f.

Terrasse des Warthedurchbruches ein nordsüdliches Gefälle; sie wurde angelegt, als der Warthebogen der Mittel-Posenschen Endmoräne aufgeschüttet wurde, als also das Eis an der Moschiner Vorstaffel in seiner Bewegung bereits abgestorben war und die Osbildung demgemäß beginnen konnte. Alle andern Terrassen und so auch die jüngste, um die es sich hier handelt, fallen im Warthedurchbruche nach Norden. Da nun die Osbildung bis in die Zeit der jüngsten Terrasse fortgedauert hat, so kann die Bildung aller jüngeren Terrassen keine längere Zeit als die Bildung des Oses in Anspruch genommen haben, kann also nicht länger gedauert haben, als bis das tote Eis auf der West-Posener Hochfläche verschwunden war. Wir können also für die Bildung sämtlicher Terrassen hier nur eine verhältnismäßig sehr kurze Zeit in Anspruch nehmen, nämlich die Zeit, die die Eismasse auf der West-Posener Hochfläche zum völligen Abschmelzen brauchte. Es ist das wieder ein Beweis dafür, daß die diluvialen Hochflächen noch von totem Eise bedeckt waren, als die Talsande von den Schmelzwasserströmen abgelagert wurden. Im vorliegenden Falle ist der Schluß unabweisbar, daß das System des Thorn-Eberswalder Tales, nach dem die jüngeren Terrassen Abfluß hatten, bereits ausgebildet war, als auf der West-Posener Hochfläche noch totes Eis lag, ein Schluß, der für das Verständnis der ganzen diluvialen Abwässerung von Bedeutung ist.

Ein Zusammenhang des Buk-Moschiner Oses mit dem Zabnoer, den Werth vermutete, kann bei diesen Niveauverhältnissen nicht wohl angenommen werden; auch fällt die Richtung des Zabnoer Oses ja nicht unerheblich aus der unseres Oses heraus.

Im letzten Abschnitte des Oses begleiten ihn auch westlich noch einige Schildrücken, die sich am Witobeler und Demantschewoer See entlang ziehen. Ihre petrographische Beschaffenheit, die ruhigen und flachen Schildformen, die sie aufweisen, zeigen zur Genüge, daß hier nicht mehr Wallberge eines Oses vorliegen, wie Schütze annahm, sondern daß es sich um Schildrücken handelt. Damit erweist sich auch der Witobeler und Demantschewoer See als nicht zum eigentlichen Osgraben gehörig; es sind Senken in der Schildrückenlandschaft, »Schildrückenseen«, wie es die Seen

bei Rosenhagen (östlich von der Forst Ludwigsberg) sind, und wie sie vielfach in den Senken der Schildrückenlandschaft bestanden haben, bevor sie der Vertorfung anheimfielen.

Hypothese der inglazialen Osbildung.

Zum Schlusse möchte ich auf die Entstehungsweise des hier behandelten Oses und der Oser überhaupt noch etwas weiter eingehen. Philipp hat jüngst in einer interessanten Arbeit »Über ein rezentes alpines Os«[1]) nachzuweisen versucht, daß die Oser sämtlich inglazialer Entstehung seien. Es mag sein, daß diese Entstehungsart auch für manche norddeutsche derartige Bildungen zutrifft; ich will das zunächst dahingestellt sein lassen, da ich nur einen Teil der norddeutschen Oser aus eigener Anschauung soweit kenne, daß ich mich mit einiger Sicherheit darüber aussprechen kann. Die schönen Beobachtungen, die Philipp am Oberaargletscher gemacht hat, und die geistreichen verallgemeinernden Schlußfolgerungen aus diesen Beobachtungen genügen aber doch wohl nicht, um für den größten Teil der in Norddeutschland uns erhaltenen Oser eine Erklärung zu geben. Vor allem — und das ist einer der Haupteinwände gegen die ganze Theorie von der inglazialen Entstehungsweise dieser Bildungen Norddeutschlands — kann Philipp auf seine Weise nicht erklären, wie im allergrößten Teile der norddeutschen Wallberge die ursprüngliche horizontale Aufschüttung des Materials jetzt noch erhalten sein kann. Nur in den allerwenigsten Fällen würde doch das Niederschmelzen des Eissockels so ruhig und gleichmäßig erfolgt sein, daß keinerlei Störung des ursprünglichen Schichtenzusammenhanges erfolgte. Das ist vielleicht möglich bei einem so winzigen Gebilde, wie das, von dem Philipp in seiner Arbeit ausgegangen ist, überhaupt bei Bildungen geringen Umfanges, nicht aber bei Osern, wie wir sie im norddeutschen Flachlande vielfach haben, von einer Breitenentwickelungvon 100—300, ja 400 Metern bei relativen Höhen von 20, 30 m und noch mehr. Schon das statische Moment läßt inglaziale Tunnel von derartiger Ausdehnung recht unwahrscheinlich erscheinen, zumal bei der Bildung der uns erhaltenen Oser nur eine mäßige Eisdicke vorausgesetzt werden kann, da es sich nur um

[1]) Ztschr. d. D. G. G. Bd. 64, Jahrg. 1912, Monatsber. S. 68 ff.

den als totes Eis noch erhaltenen letzten Rest des Inlandeises handelte. Weitaus der größte Teil der norddeutschen Oser weist aber ganz regelmäßige und ungestörte Lagerungsverhältnisse auf, indem sie entweder aus horizontalen Schichten aufgebaut sind, oder Kreuzschichtung aufweisen, deren Anordnung aufs klarste beweist, daß die ganze Schichtenfolge niemals auch nur die geringste Störung erlitten hat. Von den 87 Wallbergen beispielsweise, die ich auf Blatt Marienfließ kartiert habe, gehörten nur 15 der Gruppe der Aufpressungsoser an, also etwa der sechste Teil; der größte Teil wies völlig ungestörte Lagerungsverhältnisse auf. Bei der von PHILIPP angenommenen Entstehungsweise hätte aber nur in den seltensten Fällen eine Erhaltung der ursprünglichen horizontalen Schichtung stattfinden können. PHILIPP setzt zunächst die Ablagerung der Materialien des Oses in einem Kanale mit ebenem Boden und möglichst vertikalen Wänden voraus; die abgelagerten Kiese und Sande schmelzen dann nieder, wobei der von ihnen bedeckte Teil des Eises sich allmählich als Sockel herauswölbt, weil er durch die Bedeckung langsamer abschmilzt als die seitlich liegenden unbedeckten Teile des Eises. Schon bei diesem Vorgange der Herausbildung des Sockels muß eine ursprüngliche horizontale Schichtung des ganzen Gebildes zerreißen und völlig gestört werden. PHILIPP fühlt das auch; er spricht von Pseudoschichtung, die sich in diesem Falle an den Flanken des Wallberges herausbilde. Wenn er als »sehr gutes Beispiel« dafür den Lubascher Os hervorhebt, so kann ich versichern, daß das völlig irrig ist. Ich habe diesen Os gelegentlich meiner Aufnahmen auf Blatt Scharnikau zu studieren Gelegenheit gehabt; die von WAHNSCHAFFE gegebene Erklärung der Erscheinung ist völlig zutreffend, es handelt sich lediglich um nachträgliche Abrutschung des Materials am Hange.

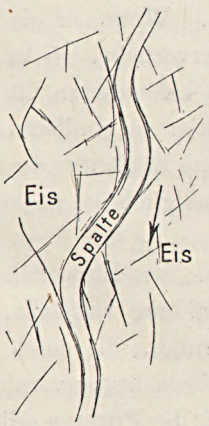
Das endgültige Niederschmelzen des Eissockels, das nach PHILIPP das letzte Stadium der Osbildung darstellt, muß dann eine weitere Schichtenstörung hervorrufen, die auch den letzten Rest einer etwa erhaltenen Horizontalschichtung vernichten würde. Das zeigen sehr gut die Experimente, die PHILIPP selbst angestellt hat. Auch eine geringe Höhe des Eissockels muß zu Störungen

des Schichtenverbandes führen; ich bin also genötigt, anzunehmen, daß bei allen horizontal geschichteten Wallbergen der Os da gebildet ist, wo er noch heute sich befindet.

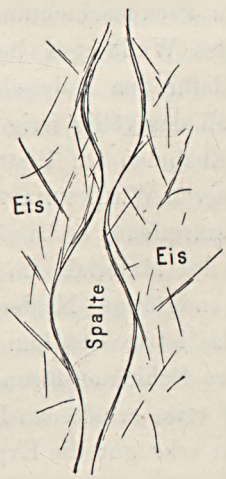
Eine Schwierigkeit ergibt sich dabei aus zwei Umständen. Erstens aus den fortwährenden Unterbrechungen im Zuge der Wallberge und zweitens aus dem ungleichen Niveau, in dem die Ablagerungen heute vielfach liegen.

Was den ersten Punkt anbetrifft, so ist einmal wohl anzunehmen, daß vielfach Wallberge der heute vorhandenen Oszüge zerstört worden sind; zweitens aber kann man sich sehr gut vorstellen, daß die Spalte oder der Spaltenzug vielfach nur an den Stellen, wo heute Wallberge sich befinden, Veranlassung zur Ablagerung von Material gegeben hat. Eine aufreißende Spalte wird nur selten in ihrem Verlaufe völlig gleichmäßig entwickelt sein; sie wird schmalere Stellen mit großer Wassergeschwindigkeit und breitere, mehr beckenförmige Erweiterungen zeigen; diese letzteren werden vorzugsweise als Sedimentationsstellen sich erweisen. Auch in den Buchten der Spalten werden solche Stellen sich bilden. Endlich wird vielfach ein Spaltennetz entstehen, so daß einander parallele Wallberge und Queroser sich bilden können.

Figur 1.



Figur 2.



Nehmen mir an, daß eine Spalte in der Grundrißform, wie Fig. 1, aufreiße und der eine Teil des Eises in der Richtung des Pfeiles sich weiter bewege, so wird nach einiger Zeit die Spalte im Grundriß die Gestalt der Fig. 2 angenommen haben. Hört nun die Eisbewegung gänzlich auf, so kann in den Erweiterungen der Spalte das mitgeführte Material abgesetzt werden, während in den dazwischenliegenden Verengerungen eine Sedimentierung nicht erfolgte. Parallelspalten, Querspalten u. dergl. mögen das Bild modifizieren. Man kann sich auch vorstellen, daß die Spalten ähnlich wie bei Verwerfungen staffelförmig gegeneinander verschoben sind; jedenfalls ist es, wie man aus dieser Betrachtung ersieht, nicht notwendig, umfangreiche Zerstörungen des Oses anzunehmen, um die Vereinzelung der Wallberge zu erklären.

Die Lückenhaftigkeit der Oser wird damit wohl genügend verständlich. Der gleiche Umstand erklärt aber ungezwungen auch das verschiedene Niveau, das oft in ganz benachbarten Wallbergen erhebliche Unterschiede aufweist. Beispielshalber liegt der Gipfel der Borowie bei 112,8 m, während der benachbarte, nur durch den Osgraben von ihm getrennte Wallberg nur etwa 86,5 m Meereshöhe in seinem höchsten, nördlichen Teile aufweist. Also ein Höhenunterschied von über 26 m bei einer Entfernung von wenigen hundert Metern! Nur die Annahme einer Bildung in getrennten Becken erlaubt eine ungezwungene Erklärung so bedeutender Höhenunterschiede.

Osgräben mit gleichsinnigem Gefälle.

Auch die Bildung von Osgräben mit gleichsinnigem Gefälle zu erklären ist bei unseren Voraussetzungen nicht schwierig. Nach erfolgter Osbildung werden sich die Spalten durch die fortgehende Abschmelzung des Eises erweitern, und so kann es schließlich zur Ausbildung eines Wasserlaufes neben dem Ose kommen. Oft wird dadurch eine Schmelzwasserrinne in ein solches gleichsinnig fallendes Osgrabental umgebildet worden sein. Ich verweise in Bezug darauf noch auf den Nachweis einer nachträglichen Anschneidung des Ossockels, den ich beim Gornitzer Os in der Schönlanker Gegend führen konnte[1]). Die Bildung der Osgräben mit ungleich-

[1]) Korn, Über Oser bei Schönlanke, Dieses Jahrb. f. 1908, Bd. XXIX, Teil I, Heft 3, S. 537.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

sinnigem Gefälle ist schon oben (S. 188) eingehend besprochen worden.

Aufpressungsoser.

Ich komme nun zu den Bildungen, die ich mit dem Namen »Aufpressungsoser« belegt habe. Da muß ich mich zunächst dagegen wenden, daß Philipp[1]) mir eine Trennung der Aufpressungsoser von den Aufschüttungsosern zuschreibt. An der von ihm zitierten Stelle[2]) äußere ich mich über die Aufpressungsoser wörtlich folgendermaßen: »Der besondere Name »Stauoser«, mit dem Schmidt diese Erscheinungen belegte, ist fallen zu lassen; sie gehören durchaus in den regelmäßigen Entwickelungskreis der Oser und sollen nur im Gegensatze zu den nur aufgeschütteten Gebilden dieser Gruppe, die als »Aufschüttungsoser« unterschieden werden, mit dem Worte »Aufpressungsoser« bezeichnet werden«. Man ersieht aus diesen unmißverständlichen Worten, daß ich diese Bildungen durchaus zu den echten Osern stelle; Philipp's Anschauung entspricht in dieser Beziehung ganz der meinigen. Den Schmidt'schen Ausdruck »Stauoser« für diese Bildungen muß man fallen lassen, da bei einem »Stau« nach dem Sinne des Wortes stets eine gehemmte Bewegung vorliegt. Davon kann hier keine Rede sein, und wenn Hess von Wichdorff[3]) den Begriff der Stauoser auf die echten Durchragungen bezogen wissen will, so ist das eine Inkonsequenz, da es sich bei diesen Bildungen ja lediglich um Wirkungen einer etwas stärkeren und darum auf ältere Schichten sich erstreckende Aufpressung handelt. Auch auf diese Bildungen ist daher die Bezeichnung »Aufpressungsoser« anzuwenden. Im übrigen hat Hess von Wichdorff am genannten Orte (S. 106 f.) die Entstehung der Aufpressungsoser nach meinen darüber schon früher entwickelten Ansichten (vergl. auch dort die Berichtigung im Druckfehlerverzeichnis) recht gut wiedergegeben, wenngleich ich ihm eine Bewegung des Eises, von der er Seite 107 spricht, für diese Zeit nicht mehr zugeben kann, da die uns erhaltenen Oser im toten Eise gebildet sind.

Ich stimme ferner mit Philipp auch darin überein, daß ich

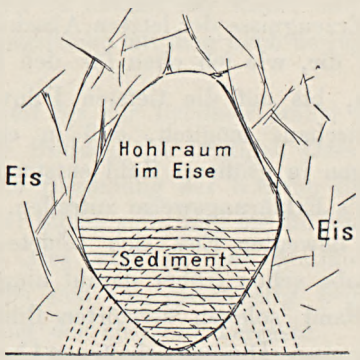
[1]) So auch Hess v. Wichdorff in den Erl. zu Bl. Gr. Borckenhagen (S. 12), die mir während des Druckes zugehen.

[2]) Erl. zu Blatt Marienfließ, 1910, S. 29.

[3]) Z. d. D. g. G., 1912, Monatsber. S. 108.

einen großen Teil der sogenannten »Durchragungszüge« zu den echten Osern zähle; ich werde mich darüber an anderem Orte des weiteren aussprechen. Für manche dieser Bildungen wird auch PHIPIPP's Erklärungsweise zutreffen; andere derartige Bildungen mögen so entstanden sein, wie RUSSELL sich das in seiner klassischen Monographie des Malaspina-Gletschers für einen Teil solcher Bildungen vorstellt. Er nimmt an, daß ein inglazialer Kanal mit konkavem Boden sich mit Sedimenten fülle. Bei der Abschmelzung wird die horizontale Schichtung sich dann in eine gewölbte umwandeln, wie die nachstehende Abbildung klar zeigt.

Figur 3.



Kleinere Verwerfungsstörungen, wie sie BÄRTLING vom Neuenkirchner Os beschreibt und abbildet[1]), und wie ich sie ebenfalls in einem Os westlich von Stargard i. P. und an andern Orten beobachten konnte, mögen eine ähnliche Entstehung haben, da sie durch das Schwinden einer Unterlage befriedigend erklärt werden können. Für den größten Teil der gestörten Oser aber muß ich an der Entstehung der Störungen durch Aufpressung festhalten. Die Erscheinung ist viel zu regelmäßig, und die Übergänge von der einen in die andere Bildung sind so allmählich und stufenweise zu verfolgen, daß die PHILIPP'sche Erklärung für solche Erscheinungen ausgeschlossen erscheint. Ich erinnere hier nur an die von HESS VON WICHDORFF von Blatt Naugard beschriebenen[2]),

[1]) D. Jahrb. f. 1905, Fig. 2, gegenüber S. 17.
[2]) Vergl. u. a. Z. d. D. G. G. f. 1912, Monatsber. S. 103.

stufenweise in ihren Dimensionen zunehmenden Aufpressungen, deren letzte und größte zur Osbildung führt. Das ist mit der Philipp'schen Anschauung gänzlich unvereinbar. Und auch die Tatsache, daß oft in demselben Wallberge (ich nenne z. B. die Bohnenberge in der Stargarder Gegend) ein Teil horizontal geschichtet ist, während ein anderer Teil die Aufpressungserscheinungen zeigt, widerspricht dem Philipp'schen Erklärungsversuche. Ich denke an anderem Orte auf diese Dinge noch weiter einzugehen.

Ich muß hier noch betonen, daß meine Einwendungen gegen Philipp sich lediglich auf die uns erhaltenen Oser beziehen, nicht auf die Osbildung im allgemeinen. Wie ich an anderem Orte[1]) gezeigt habe, sind die erhaltenen Oser sämtlich im toten Eise gebildet und Erzeugnisse der letzten Abschmelzzeit, also allerjüngste Bildungen, die, wie ich oben für den Buk-Moschiner Os nachweisen konnte, bis auf die tiefsten Diluvialterrassen herabgehen. Es ist durchaus möglich, daß in einer früheren Zeit ebenfalls Osbildungen in größerer Zahl entstanden sind, und für diese mag Philipp's Erklärungsweise zutreffen. Alle solche Oser aber, die im noch bewegten Eise sich bildeten, sind vernichtet worden, und ich habe schon früher darauf hingewiesen, daß vielfach der Obere Sand solchen zerstörten Bildungen seine Entstehung verdanken mag. Die uns erhaltenen Oser aber sind in ihrer Entstehungsweise anders zu beurteilen, und wir kommen zu dem Schlusse, daß die Philipp'sche Erklärung für die horizontal geschichteten Aufschüttungsoser völlig versagt und höchstens für einen kleinen Teil der Aufpressungsoser gelten kann.

Damit ist zugleich gesagt, daß auch für die Entstehung des hier behandelten Oses die Philipp'sche Erklärungsweise nicht heranzuziehen ist. Denn der Os besteht zum allergrößten Teile aus horizontal geschichteten ungestörten Bildungen. Die wenigen Fälle, in denen Geschiebemergel in den Wallbergen zu beobachten war, sind leider nirgends genügend aufgeschlossen, so daß ich mich des Urteils darüber enthalten muß; zum Teil mag Aufpressung vorliegen. Vielfach hatte ich den Eindruck, als ob es sich um den Wallbergen aufgelagerten Geschiebemergel handelte, wie das bei-

[1]) D. Jahrb. f. 1912, T. I, S. 481 ff.

spielsweise BÄRTLING[1]) von den Wallbergen bei Woldhof beschreibt. Eine solche Bedeckung ist unter der Annahme einer nachträglichen Überlagerung mit Eis, dessen Schuttinhalt bei der Zusammenschmelzung Geschiebemergel bildet, leicht verständlich.

Wir können uns nun ein Bild von der glazialen Geschichte der behandelten Gegend machen, wie sie von der Bildung der Kalwier Rinne und der Moschiner Vorstaffel an verlief. Zerlegen wir diese Geschichte in einzelne zeitliche Phasen, so ergibt sich etwa Folgendes:

1. Subglazial wird die Kalwier Rinne angelegt und von den Schmelzwassern benutzt. Die Moschiner Vorstaffel wird gebildet, gleichzeitig entstehen unter dem Eise die Schildrücken. Das Eis westlich vom heutigen Os kommt zur Ruhe, und es reißen in der Gegend der Berührungsfläche mit dem noch bewegten Eise Spaltensysteme auf.

2. Das Eis kommt bis zur Brodkier Staffel und zum Brzozaer Bogen zur Ruhe, die Bildung des heutigen Oses in dem Spaltensysteme beginnt. Die Benutzung der Kalwier Rinne hört auf, die Spalten der Nebenoser bilden sich, und die Bildung des Strykowoer und Niepruschewoer Oses setzt ein. Die Brodkier Staffel und der Brzozaer Bogen bilden sich aus, gleichzeitig beginnt die Bildung des Warthebogens und der obersten Terrasse.

3. Das Eis kommt bis zur Duschniker und Kammthaler Vorstaffel in Ruhe, in den Spalten hier beginnt die Bildung des nördlichen Abschnittes des Hauptoses.

4. Im ganzen heutigen Oszuge sind die Schmelzwasser in Tätigkeit, die letzten Endmoränenstaffeln entstehen.

5. Die Osbildung dauert fort, das Eis kommt hinter den letzten Endmoränenstaffeln zur Ruhe, und die Bildung der nördlich einfallenden Terrassen im Warthedurchbruche setzt ein.

6. Die Osbildung schließt ab; es bildet sich der Osgraben des Budzyner Sees und gleichzeitig die jüngste Terrasse.

[1]) A. a. O., S. 17 u. Abb. ebenda.

Berlin, den 8. März 1913.

Beiträge zur Geologie der Umgebung von Königslutter und zur Tektonik des Magdeburg-Halberstädter Beckens.

Von Herrn **E. Harbort** in Berlin.

Hierzu Tafel 11, Texttafel 1—3 und 6 Textfiguren.

Die Blätter Königslutter und Süpplingen umfassen den nördlichen Teil des zwischen dem hercynisch streichenden Elm und Lappwald gelegenen Helmstedt-Staßfurter Braunkohlenbeckens, das mitten durchzogen wird von dem es durchragenden Dorm-Barneberger Höhenzuge, der Fortsetzung des Staßfurt-Egelner Buntsandsteinsattels. In diesem Gebiet treten sämtliche Formationen vom Zechstein aufwärts bis zum Alluvium auf. Über diese Gegend sind zahlreiche Einzelabhandlungen geologischen und paläontologischen Inhaltes erschienen. Es soll der Hauptzweck dieser Arbeit sein, einen Bericht über die wissenschaftlichen Aufnahmeergebnisse der Blätter Süpplingen und Königslutter während der Jahre 1909—1911 zu geben und die Einzelbeobachtungen älterer und neuerer Autoren mit meinen eigenen zu einem übersichtlichen Bilde zusammenzufassen. Im übrigen verweise ich auf die am Schluß gebrachte Literaturzusammenstellung und die demnächst erscheinenden Kartenblätter, Erläuterungen und Profile.

Im Folgenden soll zunächst die Stratigraphie der in diesem Gebiet auftretenden Schichten kurz behandelt werden und insbesondere die für die Kartierung zugrunde gelegte Gliederung der einzelnen Formationen. Alsdann will ich versuchen, den Gebirgsbau und die verschiedenen tektonischen Phasen zu beschreiben, welche

an der Herausmodellierung der Gebirgszüge des Magdeburg-Halberstädter Beckens beteiligt waren. Ich werde hier gelegentlich auch einzelne Beobachtungen aus benachbarten Gebieten außerhalb der Kartenblätter heranziehen.

I. Stratigraphie des Gebietes.

Die im Gebiet auftretenden Formationen sind folgende:

1. Oberer Zechstein
2. Buntsandstein
   a) Unterer Buntsandstein
   b) Mittlerer Buntsandstein
   c) Röt
3. Muschelkalk
   a) Wellenkalk
   b) Mittlerer Muschelkalk
   c) Trochitenkalk
   d) Nodosenschichten
4. Keuper
   a) Lettenkohlen-Gruppe
   b) Gipskeuper
   c) Rät
5. Lias
   a) Unterer Lias
      Angulaten- und Psilonoten-Schichten
      Arieten-Schichten
      Planicosta-Schichten
   b) Mittlerer Lias
      Jamesoni-Schichten
      Capricorner-Schichten
      Amaltheen-Tone
   c) Oberer Lias
      Posidonien-Schiefer
      Jurensis-Mergel
      Aalensis-Mergel
6. Brauner Jura

7. Untere Kreide
   a) Hauterivien (Hilskonglomerat)
   b) Barrêmien und Aptien
   c) Gault
8. Obere Kreide
   Quadraten- und Mucronaten-Senon
9. Tertiär
   a) eocäne Braunkohlenformation
   b) unteroligocäne Meeressande und -tone
   c) glaukonitische Mergel, fraglich dem Mitteloligocän angehörend
   d) hangende, terrestrische Tertiärschichten (Miocän?)
10. Diluvium
   a) Präglazial
   b) ältere Grundmoränenreste
   c) lokale Vergletscherung und Terrassenschotter
   d) Löß
11. Alluvium.

1. Oberer Zechstein.

Die Gesteine der Zechsteinformation gehen auf den Blättern Königslutter und Süpplingen nicht zu Tage aus. Indes wurden die Salzlager des Oberen Zechsteins sowohl in zahlreichen Bohrlöchern als auch in den Grubenaufschlüssen der Gewerkschaft Beienrode aufgeschlossen. Alle diese Aufschlüsse lieferten das für das Magdeburg-Halberstädter Becken typische Normalprofil der oberen, salzführenden Abteilung des Zechsteins:

Obere Zechsteinletten (rote Letten mit Anhydritknollen)
Jüngeres Steinsalz
Pegmatitanhydrit
rötliches Jüngeres Steinsalz
Hauptanhydrit
Grauer Salzton
Hauptkalisalzlager (konglomeratischer Carnallitit)
Älteres Steinsalz.

Auf die nähere petrographische Beschreibung dieser Schichten soll hier verzichtet werden, da ich beabsichtige, die Salz-Lagerstätten vom Dorm demnächst an anderer Stelle näher zu behandeln.

2. Der Buntsandstein.

v. Strombeck hatte auf seiner später für die Ewald'sche Übersichtskarte übernommenen geologischen Karte des Herzogtums Braunschweig nur eine Gliederung in Oberen und Unteren Buntsandstein angegeben. Es läßt sich jedoch auch hier im östlichen Braunschweig noch die allgemein übliche Dreiteilung durchführen.

a) Der Untere Buntsandstein.

Der Buntsandstein wurde in den Tiefbohrungen Reitling I und II, Rieseberg, Groß-Steinum I und II, sowie in den Bohrungen und Schachtaufschlüssen der Gewerkschaft Beienrode aufgeschlossen.

Zu Tage anstehend findet er sich in einer kleinen Scholle südlich vom Rieseberg, und in größerer Ausdehnung im nordwestlichen und südöstlichen Kamm des Dorm.

Der Untere Buntsandstein besitzt eine Mächtigkeit von ca. 175 m und besteht vorwiegend aus roten, bröckligen, z. T. feinsandigen, glimmerigen Tonen und Letten, die mit dünnen Kalksandsteinplatten wechsellagern.

Auf die ganze Schichtenfolge verteilt finden sich 8 verschiedene Pakete von Rogensteinbänken, von denen die drei oberen am Dorm zu Tage gehen und hier infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit Terrainkanten bilden. Über der obersten Rogensteinbank wurde die Grenze gegen den Mittleren Buntsandstein gezogen. Die beiden unteren, zu Tage gehenden Rogensteinbänke liegen etwa 40—50 m tiefer und sind durch ca. 7 m mächtige Kalksandsteinplatten und Sandsteinschiefer getrennt. Sie sind recht gut unmittelbar westlich vom Schachtgebäude Beienrode aufgeschlossen. Nachfolgendes Profil ließ sich hier aufstellen.

1,50 m mittlere (zweite) Rogensteinbank
0,60 » rote Sandsteinschiefer und Letten, wechsellagernd mit 3—8 cm dicken Kalksandsteinbänkchen

2,40 m rote Letten
1,20 » rote Letten und sandige rote Schiefer mit sieben etwa 4—5 cm mächtigen Kalksandsteinschichten
2,05 » untere Rogensteinbank. Sie wird durch vier, 2—5 cm mächtige Schichten von Sandsteinschiefern und Letten in vier einzelne Bänke zerlegt
0,60 » Kalksandsteinplatten mit zwischengelagerten roten Letten
4,00 » rote Letten
0,05 » Kalksandstein
0,40 » rote Letten
0,10 » Kalksandstein
2,00 » rote Letten und Sandsteinschiefer
2,00 » Kalksandsteinschichten mit zwischengelagerten 0,05—0,10 m mächtigen roten Letten
1,00 » rote Letten
1,50 » rote Letten mit vier 3—5 cm mächtigen Sandsteinschichten
25,00 » rote, bröckelige und feinsandige, glimmerige Letten mit vereinzelten Lagen von Sandsteinschiefern

Die obere Rogensteinzone war im Steinbruch der Herzoglichen Forst Marienthal im Dorm, Jagen 87, 250 m südwestlich der Landesgrenze vorzüglich aufgeschlossen. Hier wurde von oben nach unten folgende Schichtenfolge beobachtet:

0,86 m rote Letten
0,98 » Rogenstein
0,77 » Sandsteinschiefer mit drei 5—8 cm mächtigen Rogenkalksteinplatten. An der Basis unregelmäßige, brotartig geformte Kalksandsteinkonkretionen.
0,60 » Rogensteinbank
0,45 » rote Sandsteinschiefer mit schön ausgebildeten Wellenfurchen und einer 6 cm dicken, eingelagerten Kalksandsteinschicht
0,38 » Rogenstein
1,87 » wechsellagernd rote, sandige Letten mit schön ausgebildeten Trockenrissen und Wellenfurchen mit Kalksandsteinbänken und glimmerreichen Sandsteinschiefern. Letztere zeigen ebenfalls — zwei sich kreuzende — Wellenfurchensysteme
1,00 » Rogenstein
0,12 » Rogenstein mit wulstiger Oberfläche und Stromatolithen
0,50 » rote Sandsteinschiefer mit Trockenrissen, Netzleisten und Wellenfurchen.

Die sandigen Letten und Schiefer, aber auch selbst einige Rogensteinbänke, sowohl dieses Aufschlusses als auch der vorhin beschriebenen tieferen Bänke, zeigen prachtvoll ausgebildete Trockenrisse, Netzleisten und Wellenfurchen, so daß kein

Zweifel darüber herrschen kann, daß die Rogensteinbänke hier in außerordentlich flachem, vom Winde bewegten Wasser abgesetzt sein müssen, das zeitweilig völlig austrocknete.

b) Der Mittlere Buntsandstein.

Der Mittlere Buntsandstein erreicht am Dorm und Elm eine Mächtigkeit von 150 bezw. 200 m und besteht ebenfalls vorwiegend aus roten, z. T. feinsandigen Letten. Aufgeschlossen sind die unteren Schichten des Mittleren Buntsandsteins in einem Steinbruch auf dem NO-Flügel des Dormsattels, 1100 m südöstlich vom Schacht Beienrode. Die Abbildung Taf. 11 Fig. 1 zeigt diesen Aufschluß.

Nur einzelne mürbe, rote und graue 5—15 cm mächtige Bänke eines gröberen, mittelkörnigen Sandsteins sind den roten Letten des Mittleren Buntsandsteins eingelagert und charakterisieren ihn als solchen.

Am nördlichen Ende des erwähnten Aufschlusses finden sich im Mittleren Buntsandstein auch 2 festere, z. T. kieselige, Kalksandsteinbänke oder vielmehr flache, linsenförmige Kalksandsteinkonkretionen, die z. T. Saurierknochen enthalten und zahllose Fischschuppen und -knochen. Auch undeutliche Abdrücke von Estherien finden sich gelegentlich.

Im Mittleren Buntsandstein fehlen hier somit die sonst für ihn charakteristischen, massigen Sandsteinbänke vollkommen. Auch die für Süd-Hannover bezeichnende Kalkfreiheit dieser Abteilung[1]) ist hier nicht in dem Maße vorhanden wie dort, vielmehr sind dünne Kalksandsteinplatten im Mittleren Buntsandstein weit verbreitet. In den zu Tage ausgehenden Gesteinen ist der Kalkgehalt allerdings auch in den Buntsandsteinbänken des Mittleren Buntsandsteins meist ausgelaugt, aber die eigenartige, diskordante, oft oolithische Struktur dieser Bänkchen läßt noch deutlich erkennen, daß sie ursprünglich Kalksandsteinplatten waren. Stellenweise herrschte das kalkige Bindemittel sogar so stark vor, daß die verwitterten Sandsteinbänke an der Oberfläche und in Aufschlüssen zu lockerem Sande zerfallen.

[1]) O. Grupe, Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertales. 4. Jahresb. d. nieders. geol. Ver., S. 20 u. 21.

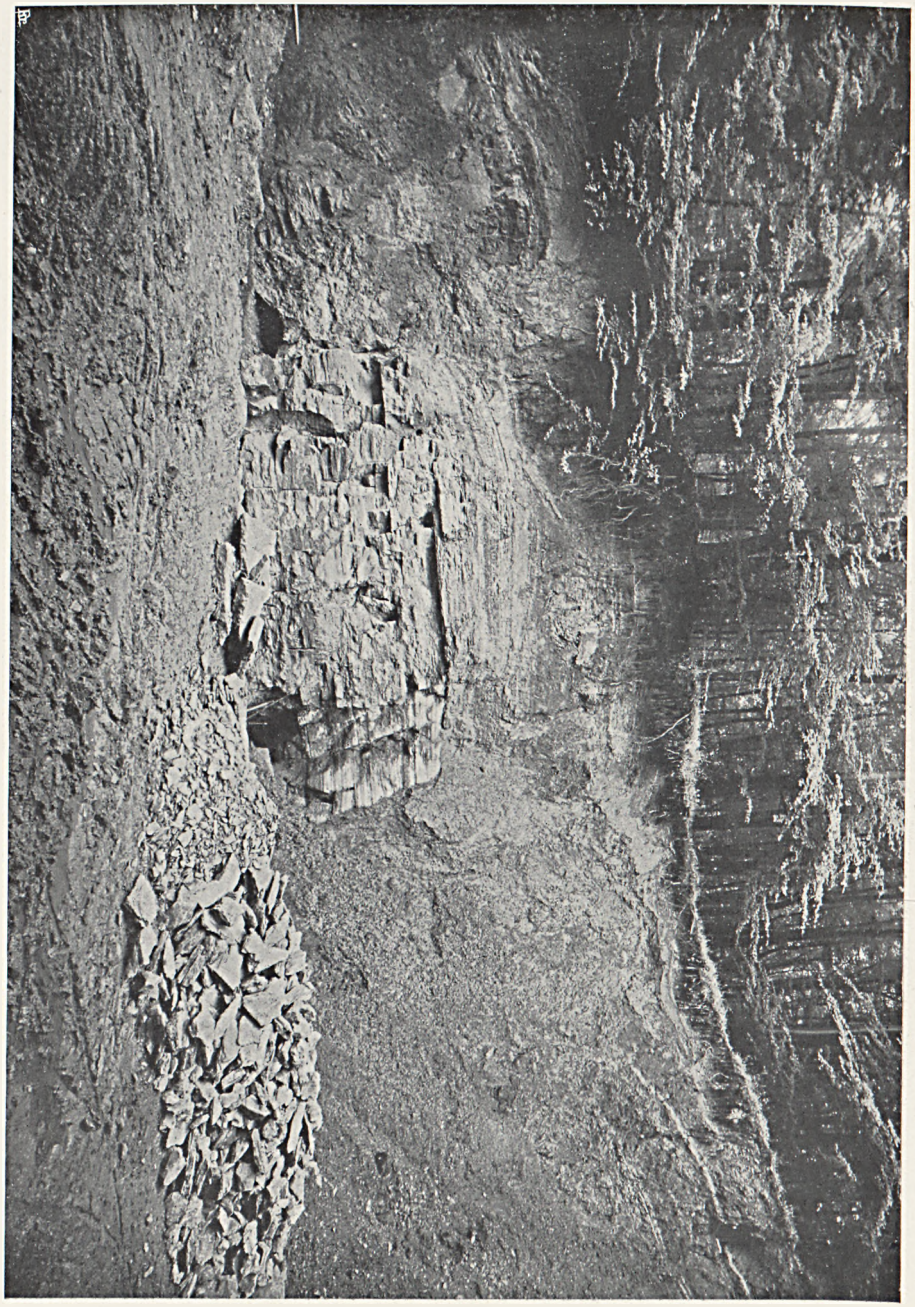
c) Der Röt.

Der Obere Bunstandstein besitzt größere Verbreitung im Reitlingtal sowie auf beiden Flügeln des Dormsattels und ist durch mehrere Bohrungen aufgeschlossen worden. Er besitzt eine Mächtigkeit von 170—200 m und besteht vorwiegend aus roten und grünlich-grauen Letten, während gröbere Sandsteine vollkommen fehlen. In seinem oberen Teile sind an der Grenze gegen den Muschelkalk dolomitische, Myophorien führende, plattige Kalke eingelagert.

Die hierunter folgenden etwa 150 m mächtigen Schichten bestehen aus einer Wechsellagerung von plattigen Gips- und Anhydritschichten mit mehreren Steinsalzlagern und Einlagerungen von roten und grünlich-grauen Letten. Das Steinsalz ist vielfach von hellgrauer Farbe, meist aber stark durch tonige Substanzen und durch Anhydrit verunreinigt. In der Bohrung Reitling I wurden drei Steinsalzlager, ein oberes 6 m, ein mittleres 18 m und ein unteres, ca. 74 m mächtiges Flöz, durch Letten und Anhydritzwischenmittel getrennt, erbohrt. Die Bohrung Reitling II durchbohrte folgendes Rötprofil:

2,0 — 12,0 m	rote Letten	Meißelbohrung, keine Kerne
12,0 — 27,7 »	graue Letten mit Gipsschichten	
27,7 — 39,0 »	Gips	
39,0 — 58,55 »	graue Letten und Gips	
58,55— 83,55 »	vorwiegend Gips mit Letteneinlagerungen	
83,55— 89,55 »	? Steinsalz!	
89,55—135,01 »	Steinsalz, grau, meist grobspätig, aber unrein, von Letten und Anhydrit schichtig durchsetzt oder unregelmäßig durchwachsen. Nur stellenweise ist das Salz rein. Die aus anderen Gegenden, z. B. dem Leinetal[1]) erwähnte charakteristische getüpfelte Rotfärbung fehlt hier vollständig.	
135,01—136,0 »	toniger Anhydrit (Perlanhydrit)	
136,0 —139,0 »	graue, dolomitisch-sandige und reine Kalkplatten mit Lettenzwischenlagen. Hier ein Horizont mit zahlreichen Versteinerungen in verhältnismäßig recht günstiger Erhaltung. *Myophoria fallax* v. Seeb. *Gervilleia* cf. *socialis* v. Schloth. (sehr großes Exemplar). *Myoconcha gastrochaena* Dkr. *Monotis Albertii* Goldf. *Pecten discites* v. Schloth. *?Tapes (Myacites) subundatus* Schaur. *Modiola* cf. *hirudiniformis* Schaur, *Myalina eduliformis* v. Schl.	

[1]) O. Grupe, l. c., S. 57 ff.



Plattiger Rötgips mit Schlottenbildungen und eingesunkenen Rötletten.

Gipsbruch Reitling am Elm.

139,0 —141,0 m rotes Tongestein, feinsandig, mit Anhydritknollen, wechselnd mit dolomitischen Kalkplatten, in denen Fischreste häufiger.
141,0 —180,0 » graue und rote Letten. Darunter Mittlerer Buntsandstein.

Der Fossilhorizont zwischen dem Rötsalz und der Oberkante des Mittleren Buntsandsteins dürfte den durch v. Koenen[1]) und O. Grupe[2]) von der Basis des Röts beschriebenen entsprechen[3]).

Der liegende Teil des Röts besteht wiederum aus bunten, vorwiegend roten und grünlich-grauen, tonigen Letten.

Die Gipsschichten des Röts sind sowohl am Dorm als auch im Reitlingtal in einer Reihe von Gruben aufgeschlossen, wo sie besonders in früheren Jahren, aber auch heute noch zu technischen Zwecken gewonnen werden. Die Abbildung der Texttafel 1 zeigt den Gipsbruch am Wirtshaus Reitling und läßt die charakteristische plattige Struktur des Gipses mit den Lettenzwischenlagen erkennen, zeigt aber auch sehr schön die starke Zerrüttung und Zerklüftung der Schichten, infolge der teilweise erfolgten Auslaugung der Salz- und Gipsschichten im Untergrunde. Als Folgeerscheinung solcher Auslaugungsvorgänge und Schlottenbildungen treten besonders am Dorm zwei parallele Reihen dicht gescharter Erdfälle auf.

3. Der Muschelkalk.

a) Der Wellenkalk.

Der Wellenkalk erreicht am Elm und Dorm eine Mächtigkeit von etwa 125 m. Eine Gliederung und Parallelisierung seiner einzelnen Zonen mit den in Thüringen und Süd-Hannover unterschiedenen Unterabteilungen ließ sich hier nicht überall durchführen. Vielmehr nähert sich die petrographische Ausbildung des Wellenkalkes der von Rüdersdorf bekannten. Insbesondere war es nicht mehr möglich, eine untere, schaumkalkfreie Zone von

[1]) v. Koenen. Über Kalksandsteinkonkretionen und fossilführende Kalke an der Basis des Röts. Mon.-Ber. d. D. geol. Ges. 1905, S. 157.

[2]) O. Grupe, Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertales. 4. Jahresber. d. nieders. Geol. Ver. Hannover 1911, S. 36 ff.

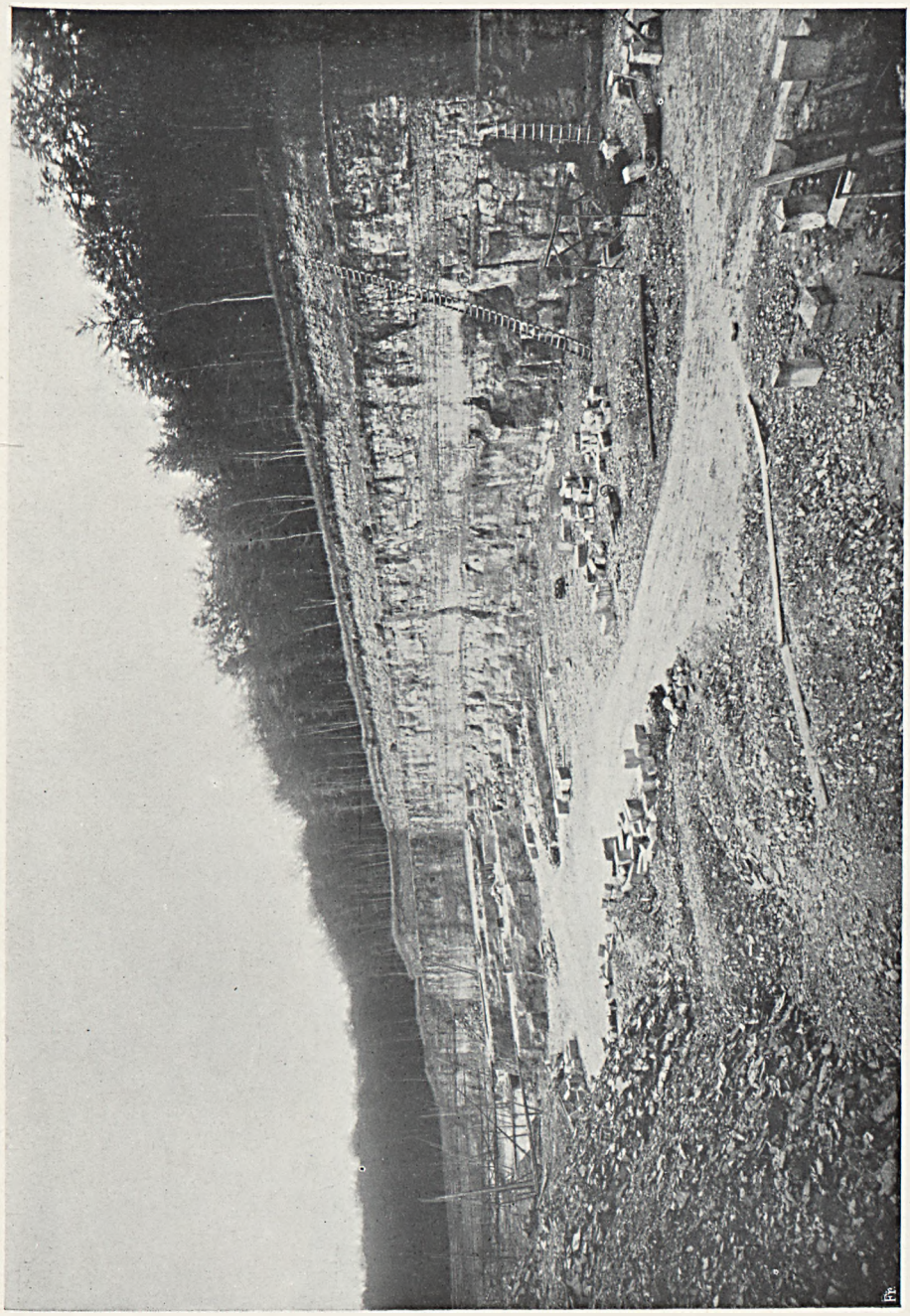
[3]) Von Schmierer wurde der Horizont der *Myophoria fallax* Seeb. in weiter Verbreitung auf Blatt Helmstedt nachgewiesen. Die stratigraphischen Verhältnisse des Blattes Helmstedt. Dies. Jahrb. 1910, II, S. 511 ff.

einer oberen Schaumkalkzone scharf zu trennen und die einzelnen Horizonte, Schaumkalkhorizont, Terebratelbänke und Oolithzone, zu verfolgen.

Am Dorm finden sich Schaumkalkbänke sowohl in den hangenden als auch in den liegenden Wellenkalkschichten. In zwei Horizonten, die hier Terrainkanten bilden, sind eine Anzahl dünnerer, 1—3 dm mächtiger Schaumkalkbänkchen angehäuft. Die obere Schaumkalkzone liegt der Grenze des Mittleren Muschelkalkes genähert, die untere etwa in der Mitte der ganzen Schichtenfolge des Wellenkalkes. Etwa 7 m über der Rötgrenze liegt eine Zone dünner, oolithischer, gelblich-brauner, z. T. glaukonitischer Kalkbänkchen, welche ebenfalls am Dorm eine deutliche Terrainkante hervorruft. Die Schaumkalkbänke des Dorm führen stellenweise reichlich, z. T. mit der Schale erhaltene Lamellibranchiaten und Gastropoden.

Im scharfen Gegensatz zu dieser Ausbildung des Wellenkalkes steht in mancher Beziehung bereits der Wellenkalk des Elm. Auch hier folgen etwa 7—10 m über der Rötgrenze 5—10 cm mächtige Bänke eines oolithischen, z. T. glaukonitischen bräunlichen Kalkes, der stellenweise auch durch eingelagerte, flach linsenförmige Kalkkonkretionen konglomeratähnliche Struktur zeigt. Die durchweg flachen bis handgroßen Konkretionen bestehen aus einem dichten Kalk. Es handelt sich also in Wirklichkeit nicht um Konglomerate bezw. um Gerölle, sondern um konkretionäre Bildungen analog den Toneisensteingeoden im Ton.

In den hangenden Wellenkalkschichten finden sich in verschiedener Höhe, unregelmäßig verteilt, dünne Schaumkalkbänke, aber auch gelbe, feinkrystalline, ebenplattige Kalke eingelagert. Erst im oberen Teil des Wellenkalkprofiles dagegen liegen Zonen von mächtigen, massigen Schaumkalkbänken, die im offenbaren Gegensatz stehen zu den dünnen Schaumkalkbänkchen des Wellenkalkprofiles am Dorm. Aber auch am Elm selbst wechselt die Mächtigkeit außerordentlich und kann schon auf Entfernungen von wenigen 100 m beträchtlichen Schwankungen unterworfen sein, wie die nachstehenden beiden Profile aus zwei unmittelbar benachbarten Steinbrüchen erkennen lassen. Es scheint also, als ob die



Figur 1. **Werksteinbruch in den oberen Schaumkalkbänken des Wellenkalkes am Fuße des Butterberges im Elm.**
Vergl. Profil 2, S. 215.



Figur 2. **Trochitenkalkbruch 425 m nördlich der Kirche von Erkerode am Elm. Massige Bänke von zoogenem Crinoidenkalk.**

Schaumkalkfacies am Elm gewissermaßen nur große, flache, linsenförmige Einlagerungen im Wellenkalkprofil bildet.

Im oberen Steinbruch am Butterberge, Jagen 18 der Herzoglichen Forst Königslutter, konnte das folgende Profil festgestellt werden. (Die Bezeichnungen der Steinbruchsarbeiter wurden in Anführungsstrichen beigefügt, wie dies auch bereits v. STROMBECK[1]) in seiner grundlegenden, klassischen Arbeit über den Muschelkalk getan hat.)

0,60 m Löß
1,48 » Schaumkalk, z. T. tiefgründig verwittert (»Erdlinge«)
0,22 » gelblich-graue, eckig brechende, mergelige Kalke (»Grindschole«)
2,65 » Wellenkalk (»weiße Erde«)
1,30 » Schaumkalk, Werksteinbank (»Oberbruch«)
1,15—1,20 m dichte, mergelige, eckig brechende, dickplattige Kalke, mit linsenförmigen Einlagerungen von Schaumkalk (»untere Grindschole«). Einige Exemplare von *Terebratula vulgaris* SCHL.
0,15—0,40 » dichter Kalk, mit Lagen von Gastropoden-Steinkernen (»Hauerschole«)
0,40—0,60 » Schaumkalk, Werkstein (»Unterbruch«)
0,50 m dichte, plattige Kalke (»Unterbruchschole«)
1,15 » grünlich-graue, mergelige Kalkplatten (»grüne Schole«).

Steinbruch am Fuße des Butterberges, etwa 250 m östlich vom vorigen:

0,50—1,00 m Löß
1,20 m Schaumkalk, z. T. tiefgründig verwittert (»Erdlinge«)
0,65 » gelblich-grauer, mergeliger Kalk (»Grindschole«)
2,30 » Wellenkalk (»weiße Erde«)
1,15 » Schaumkalk, Werkstein (»Oberbruch«)
1,00 » dichte, mergelige, dickplattige Kalke (»untere Grindschole«)
0,48 » dichte Kalke mit zahlreichen Gastropoden-Steinkernen (»Hauerschole«)
0,52 » Schaumkalk, Werkstein (»Unterbruch«)
0,47 » gelblich-graue, plattige Kalke (»Unterbruchschole«)
1,00 » grünlich bis bläulich-graue, mergelige Plattenkalke und Mergelschiefer (»grüne Schole«).

Aus der Nebeneinanderstellung dieser Profile, deren Schichten unzweifelhaft mit einander zu identifizieren sind, geht zur Genüge das Schwanken der Mächtigkeitszahlen hervor.

[1]) v. STROMBECK, Beitrag zur Kenntnis der Muschelkalkbildungen im nordwestlichen Deutschland. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1849. Bd. I, S. 115—231.

Erwähnenswert ist noch, daß sich in verschiedenen Horizonten des Wellenkalkes schaumige, z. T. konglomeratartige Kalke finden, die oft ganz erfüllt sind von Crinoidenstielgliedern, von *Pentacrinus*, *Encrinus* u. a. Des Näheren verweise ich auf die demnächst erscheinenden Erläuterungen des Blattes Königslutter.

Die Schaumkalkbänke werden am Elm in ausgedehnten Steinbrüchen seit Jahrhunderten zu Werksteinen gewonnen. Besonders im bergfeuchten Zustande läßt sich der Schaumkalk leicht zu Fassaden- und Ornamentsteinen verarbeiten. Es werden in den Steinbrüchen bisweilen Werksteinblöcke von über 1 m Dicke und 6—8 qm Oberfläche gewonnen.

Deutliche diskordante Struktur der Schaumkalkbänke tritt fast überall an angewitterten Flächen klar in die Erscheinung und weist darauf hin, daß das Gestein in flachem, bewegten Wasser abgesetzt sein muß.

b) Der Mittlere Muschelkalk.

Der Mittlere Muschelkalk bietet nichts besonders Erwähnenswertes. Er besitzt eine Mächtigkeit von ca. 50 m und ist mehrfach in Mergelgruben am Rieseberg und Elm aufgeschlossen.

c) Der Trochitenkalk.

In der Literatur ist der Elm und insbesondere der Ort Erkerode[1]) bekannt als klassische Fundstätte der hier in besonderer Häufigkeit und guter Erhaltung vorkommenden Kelche von *Encrinus liliiformis* Lam. Die Entwicklung des Trochitenkalkprofils ist indes innerhalb des Elmgebietes und am Dorm und Rieseberg oft auf ganz kurze Entfernungen außerordentlich verschieden. Die am NW-Fuße des Elm besonders in massigen, zoogenen Kalkbänken ausgebildete Facies geht vielfach schon am Elm, besonders aber am Dorm in eine Tonplatten-Entwicklung über, in der eigentliche Crinoiden-Kalke mehr oder weniger vollkommen zurücktreten können und nur noch vereinzelte Stielglieder von *Encrinus liliiformis* Lam. ihr Vorhandensein andeuten.

Einige Profile vom Elm und Dorm mögen diese Verhältnisse erläutern.

---

[1]) v. Strombeck, a. a. O., S. 142 ff.



Figur 1.
Trochitenkalk mit auflagernden Tonplatten.
Erkerode, Mette'scher Steinbruch.



Figur 2 (zu Seite 233).
Diskordante Auflagerung von roten eocänen Tonen auf Angulaten-Lias.
Helmstedter Tonwerke.

Im Steinbruch 350 m NNO der Kirche Erkerode (Texttafel 2, Fig. 1) sind folgende Schichten aufgeschlossen:

3,00 m	Tonplatten mit einzelnen Ceratiten
0,30 m	dichter bis feinkrystalliner Kalk
0,30 »	dünnplattige, mergelige Kalke
0,30 »	feinkrystalline Kalke
0,50 »	drei Bänke dichten, mergeligen Kalkes
0,50 »	Muschelkalkbreccie mit vereinzelten Crinoiden-Stielgliedern und zahlreichen Schalen von *Ostrea* sp., *Gervilleia socialis* Schl., *Mytilus*, *Terebratula vulgaris* Schl. und *Pecten discites* Br.
0,85 »	organogener Crinoidenkalk, vorwiegend ein poröses Konglomerat von Crinoiden-Stielgliedern
0,75 »	organogener Crinoidenkalk, unrein, rostfleckig. Hauptlager der Kelche von *Encrinus liliiformis* Lam., die hier stellenweise außerordentlich reich angehäuft liegen, während sie in den andern Schichten nur als Seltenheiten gefunden werden
1,12 »	organogener Crinoidenkalk, die Crinoiden-Stielglieder sind seltener und durch ein oolithisches Kalkbindemittel verkittet. Zahlreiche Steinkerne von *Ostrea spondyloides* Schl., *Lima striata* Schl. und Gastropoden verleihen dem Gestein ein löcheriges Aussehen (»großäugiger Stein« der Steinbruchsarbeiter)
1,50 »	reiner, oolithischer Kalk mit ganz vereinzelten Crinoiden-Stielgliedern. Die Oolithe von $^1/_2$—1 mm Durchmesser besitzen meist eine flache ellipsoide Gestalt, z. T. deutlich ausgeprägten konzentrisch schaligen Bau, und sind im Innern vielfach hohl, so daß das verwitterte Gestein in mancher Beziehung an den Schaumkalk erinnert.
1,15 »	wie vorher, aber stellenweise stark glaukonitisch, meist dunkler gefärbt und reicher an Crinoiden-Stielgliedern, zerfällt durch eine Ablösungskluft in 2 Bänke
0,80 »	dichter, grauer Kalk mit einzelnen, verstreut liegenden Oolithkörnern, fossilarm
1,10 »	oolithischer Kalk, zum größten Teil bestehend aus Schalen von *Lima striata* Schl. »Striatabank«
1,00 »	gelblich-grauer Mergelschiefer
Sa. 10,17 m	

Die Abbildung Texttafel 2, Fig. 1 aus dem gleichen Steinbruch läßt den massigen, riffartigen Charakter der Crinoiden-Kalkbänke, sowie die Überlagerung durch Tonplatten erkennen. Das gleiche Profil mit geringen Abweichungen zeigen auch die übrigen Steinbrüche NO und SO von Erkerode.

Aber schon 2 km nördlich von Erkerode ist die Trochitenkalkzone in den Aufschlüssen des Elmkalkwerkes am Eichberge stark abweichend ausgebildet.

Durch einen auf der Sohle des neuen Steinbruches angelegten Versuchsschacht war hier vorübergehend das gesamte nachstehende Trochitenkalk-Profil bis zum Mittleren Muschelkalk aufgeschlossen:

mo_2	11,50 m	Tonplatten
		Verwurf, schmaler Grabeneinbruch von Kohlenkeuperletten
	6,50 »	Tonplatten
	18,00 m	
mo_1	1,80 »	großlöcheriger Trochitenkalk mit zahlreichen Schalen von *Lima striata* Schl.
	0,05 »	zäher Ton
	0,05 »	Platten eines dichten, grauen Kalkes
	0,05 »	zäher Ton
	2,00 »	oolithischer Trochitenkalk. Die einzelnen Oolithe weniger zahlreich und in dichterer Grundmasse als im Gestein bei Erkerode.
	3,60 »	dickplattige Kalke mit Zwischenschichten von mergeligem Ton. In den Kalken fand sich besonders häufig *Gervilleia socialis* Schl. und *Myophoria* sp. sp.
	0,60 »	grauer Mergelschiefer mit dünnen Kalkplatten
	0,35 »	hellgrauer, dichter Kalk
	0,15 »	Mergelschiefer
	0,75 »	dichte Kalkbank mit zahlreichen Querschnitten von Bivalven auf den Bruchflächen
	9,40 m	
	2,50 »	fester, grauer, eckig brechender Mergel
	3,00 »	blau-graue Mergelschiefer.

Im Luttertal bestehen nur noch verhältnismäßig dünne Bänke aus organogenem Crinoidenkalk, über denen 5 m Tonplattengesteine folgen, in denen sich vereinzelte Trochitenglieder und häufiger Schalen von *Lima striata* Schl. finden.

Am Rieseberg ist der Trochitenkalk nur 4—5 m mächtig und besteht aus 5—50 cm starken Bänken zoogenen Crinoidenkalkes.

Am Dorm ist die Crinoidenkalkzone vollständig in Tonplattenfacies entwickelt. Der beste Aufschluß in der Trochitenkalkzone ist hier ein 600 m südlich von Trendel gelegener Steinbruch, dessen Schichten die Abbildung Taf. 11 Fig. 2 erkennen läßt.

Als einzige Vertreter der Trochitenkalkzone finden sich in den untersten Schichten des Tonplattenhorizontes, jenen Kalkplatten, die in bekannter Weise mit Ton und Mergelschiefern wechsellagern, einige 1—3 dm mächtige Bänke, die stellenweise noch reichlich Stielglieder von *Encrinus liliiformis* Lam. und zahlreiche Schalen

von *Lima striata* SCHL. führen. Letztere kann bisweilen gesteinsbildend auftreten.

In der Abbildung Taf. 11, Fig. 2, welche die Wechsellagerung der festeren Bänke mit Ton und Mergelschiefern zur Anschauung bringt, ist auch im Liegenden des Aufschlusses eine Mergelschicht zu sehen mit deutlichen Trockenrissen und Netzleisten. Diese weisen darauf hin, daß die Trochitenkalkzone hier in recht flachen Gewässern abgesetzt sein muß, die zu gewissen Zeiten sogar austrockneten. Immerhin aber bilden die festeren Bänke der Trochitenkalkzone auch am Dorm bei ihrer größeren Widerstandsfähigkeit gegenüber den Atmosphärilien noch eine deutliche Terrainkante. In ähnlicher Ausbildung wurde die Trochitenkalkzone in der Bohrung Albrechtshall 4 bei Rottorf a. Kl. durchteuft.

d) Die Nodosenschichten.

Ihre Mächtigkeit muß auf 50—80 m geschätzt werden. In petrographischer Beziehung bieten sie nichts Besonderes. Eine nähere Gliederung ließ sich nicht durchführen, da Ceratiten verhältnismäßig selten sind und die für die Semipartituszone charakteristischen Formen zu fehlen scheinen.

Die Grenze der Tonplatten gegen den Unteren Keuper bilden überall eine 50—70 cm oder zwei 20—40 cm mächtige Bänke eines löcherigen, krystallinischen, rostfleckigen Kalkes mit der Molluskenfauna der Nodosenschichten, vor allem zahlreichen Myophorien. Diese Bänke ließen sich überall wegen ihrer schweren Verwitterbarkeit zur Abgrenzung gegen den Koblenkeuper leicht feststellen. Schon v. STROMBECK[1]) hat diese Bänke als Grenzschicht gegen die Lettenkohlengruppe angesprochen. Im oberen Teil der Nodosenschichten sind ferner sog. Kastendolomite verbreitet, die aber auch oberhalb der erwähnten Grenzkalke im untersten Keuper vorkommen. Es sind merkwürdig septarienartig zerklüftete Konkretionen, die an der Oberfläche ein narbig zerplatztes Aussehen zeigen, eines dolomitischen, hellgrauen Mergels, der im Innern der Konkretionen in einen feinen, krystallinen Kalk übergehen kann.

[1]) v. STROMBECK, Beitrag zur Kenntnis der Muschelkalkbildungen im nordwestlichen Deutschland. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Bd. I, 1849, S. 119.

4. Der Keuper.

a) Die Lettenkohlengruppe.

Über den erwähnten rostfarbenen, löcherigen Grenzkalken des Muschelkalkes folgt in einem Aufschlusse 200 m nordwestlich vom Kirchhofe bei Groß Steinum das folgende, dem untersten Kohlenkeuper zuzurechnende Schichtenprofil:

0,85	m	Konkretionen von Kastendolomiten in grauem, sandigem Mergelschiefer
1,00	»	blau-graue Letten
0,40	»	5—8 cm mächtige, feinsandige Kalksteinplatten, eingelagert in feinsandige, hellbraune Letten
1,50	»	gelblich-braune und blaugraue Letten
0,20	»	hellgrauer, löcheriger, bituminöser Kalk mit Knochenresten und Zweischalerabdrücken (Bonebed)
2,20	»	hellbraune, sandige und blaue Letten, mit dünnen Schichten von braunem, feinkörnigem und glimmerführendem Sandstein
0,10	»	gelb-brauner, glimmerführender, feinkörniger Sandstein mit Knochenresten
4,70	»	vorwiegend gelb-braune, sandige Letten, wechsellagernd mit grünlichen, blauen Letten und dünnen Sandsteinplatten
0,45	»	braune, mürbe, glimmerführende Sandsteine mit gelben Mergelschiefern
12,00	»	gelb-braune Letten, wechsellagernd mit grünlich-blauen Letten und dünnen Sandsteinlagen.

Auch auf Blatt Königslutter sind die Grenzschichten gegen den Nodosenkalk mehrfach aufgeschlossen, im übrigen aber sind in den höheren Schichten des Unteren Keupers nur spärliche und dürftige Aufschlüsse vorhanden. Der einzige größere Aufschluß, die Tongrube der Ziegelei westlich von Königslutter, steht unter Wasser und ist fast vollständig verfallen. Erwähnt sei nur, daß hier früher ein 10 Zoll mächtiges Flöz unreiner Steinkohle angetroffen wurde. Die unteren Kohlen-Keuperschichten wurden s. Z. von v. Strombeck[1]) im Chaussee-Einschnitt bei Abbenrode beobachtet. Er schätzt die Mächtigkeit der Lettenkohlengruppe auf 100 Fuß und erwähnt, daß in ihrem oberen Teil bei Königslutter und Lucklum durch Bohrungen schwache, unbauwürdige Flöze unreiner Kohle angetroffen wurden.

Eigentliche Sandsteinhorizonte fehlen in der Kohlenkeuper-

[1]) v. Strombeck, a. a. O., S. 119.

gruppe unseres Gebietes fast vollständig. Der Kohlenkeuper besteht vorwiegend aus sandigen Letten, denen besonders in ihrem unteren Teile dünne, dolomitische, sandige Kalkbänke eingelagert sind, die bei der Verwitterung vielfach zellige, ockerfarbene, dolomitische Gesteine zurücklassen. Hier und da finden sich wohl auch Platten eines feinen, diskordant geschichteten Sandsteines, die im Innern oft einen unverwitterten Kern von Kalksandstein oder dolomitischem Sandstein erkennen lassen. Nach dem Hangenden zu werden die Schieferletten im allgemeinen fetter und nehmen auch rote bis ziegelrote Farbentöne an. Immerhin aber besitzen sie doch noch einen recht wesentlichen Gehalt an Feinsand, gegenüber den roten Tongesteinen und Letten des Mittleren Keupers.

b) Der Mittlere Keuper. Gipskeuper.

Mittlerer Keuper nimmt in unserem Gebiet weite, flächenhafte Verbreitung ein. Er besteht vorwiegend aus roten, oft grünlich gefleckten Letten und massigen Tongesteinen und blau-grauen und grünlich-grauen, dolomitischen Mergeln. Die auf Blatt Twülpstedt von A. Mestwerdt beobachteten Schilfsandsteine konnten mit Sicherheit nirgends nachgewiesen werden, sind aber doch wohl hier und da als linsenförmige Einlagerungen vorhanden. Auch ließ sich nicht eine Steinmergelzone besonders aushalten, vielmehr treten einzelne 0,50—0,60 m mächtige Steinmergelbänke in der ganzen Schichtenfolge verteilt auf, häufiger allerdings in der oberen Abteilung.

In den Mergelgruben südlich von Schöningen finden sich in vereinzelten Lagen auch ei- bis faustgroße Gipskonkretionen und einige Zentimeter dicke Gipsschichten eingelagert.

Unter den Sandsteinen des Rät läßt sich von Gardessen bis Scheppau eine Zone von feinsandigen, braunen Mergeln (km_3) verfolgen, die stellenweise, z. B. in den Lenebruchswiesen, aus hellen, festen, weißen Mergeln besteht, die petrographisch den Mergeln gleichen, welche auf Blatt Helmstedt nach Schmierer den Rätsandsteinen zwischengelagert sind. Im Liegenden dieser Mergel treten rote, feinsandige Tongesteine auf, die als km_2 abgetrennt wurden und den Rücken der Destedter Gutsforst am Roten Berge

bilden. In dieser ganzen Schichtenfolge, besonders aber im Hangenden, sind Geodenlagen eines dichten, rötlich- und bräunlichgrauen dichten Dolomitgesteins eingelagert, die septarienartig von Klüften durchzogen werden, welche teils von Kalkspat, teils von Coelestin ausgefüllt sind. Dieses Vorkommen ist seiner Zeit von Kloos[1]) erwähnt und auch zeitweise technisch ausgebeutet worden.

c) Rät.

Der Rätkeuper ist im östlichen Braunschweig außerordentlich verschieden ausgebildet[2]). Die Facies schwankt innerhalb kurzer Entfernungen ganz außerordentlich. Während im Nordosten auf den Blättern Twülpstedt, Süpplingen und Heiligendorf mächtige, z. T. feste und kieselige Sandsteine vorherrschen, ist derselbe auf Blatt Königslutter durch feine, lockere Sande, tonige Feinsande und mergelige Gesteine vertreten.

Auf Blatt Süpplingen beträgt die Mächtigkeit des hier aufgeschlossenen Teiles vom Rät etwa 30 m. Er ist in den Sandsteingruben nördlich von Grube Emma am Südwest-Fuße des Stüh gut aufgeschlossen und besteht hier vorwiegend aus mürben, auch festeren, mehr oder weniger dickbankigen hellen Sandsteinen mit zwischengelagerten Schiefertonen. Im nördlichen Steinbruch des Besitzers Mensch ist folgendes Profil aufgeschlossen:

3,00 m gelblich-brauner Schieferton mit Toneisensteinknollen = Lias
10,00 » grauer, zerklüfteter, verhältnismäßig dünnbankiger Sandstein
1,00 » blaue Schiefertone mit unbestimmbaren Pflanzenresten. In der Mitte der Schiefertone ist eine 10 cm dicke Sandsteinbank eingelagert
1,00 » Sandstein
0,5—0,10 m schieferige Steinkohle[3]) mit Pyritknollen, in kleinen, muldenförmigen Vertiefungen des liegenden Sandsteins
10,00 m dickbankiger Sandstein.

Auf Blatt Königslutter besteht der Rätkeuper aus mürben Sandsteinen, bezw. hellen Quarzsanden, die stellenweise in tonige Feinsande und feinsandige Tone allmählich übergehen.

---

[1]) J. H. Kloos, Über die im Herzogtum Braunschweig vorkommenden Mineralien, speziell über den Coelestin im Löhnebruch bei Abbenrode usw. Sitzungsber. des Vereins für Naturw. Braunschweig. Braunschw. Anz. 1891, Nr. 2.

[2]) v. Strombeck, Über den Oberen Keuper bei Braunschweig. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1852. Bd. 4, S. 54—82.

[3]) Durch v. Strombeck wurde schon im Rät Kohle neben dem Kochschen Bade bei Helmstedt beobachtet. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1852, S. 61 u. 73.

5. Der Lias.

a) Unterer Lias.

Die Psilonoten- und Angulatenschichten (jluα1+2).

Beide Stufen wurden bei der Kartierung zusammengezogen. Auf Blatt Helmstedt bestehen sie zu unterst aus dünnplattigen Sandsteinen und Kalksandsteinen in Wechsellagerung mit Schiefertonen, in den höheren Zonen dagegen aus Schiefertonen mit einzelnen Lagen von Toneisensteingeoden und vereinzelten eingelagerten Sandsteinschichten. Am besten aufgeschlossen sind die Angulatenschichten in der Fickendeyschen Tongrube am Schwarzen Berge, wo folgendes Profil aufgenommen werden konnte:

0,70 m Kies (dg)
12,00 » gelber Sand, diskordant geschichtet, = Tertiär (Eocän)

3,00 m gelber bis grauer Ton
1,50 » blauer Schieferton
0,46 » gelblich-grauer Sandstein
1,25 » blau-grauer Schieferton
1,80 » desgl. mit zwei dünnen, 5—10 cm mächtigen Schichten grauen Sandsteins
0,30 » drei Sandsteinschichten mit zwischengelagertem Schieferton (0,03—0,05 m)
1,95 » blau-grauer, gebänderter Schieferton
0,05 » Toneisenstein
0,66 » Schieferton
0,05 » Toneisenstein
0,50 » Schieferton
0,05 » Toneisenstein
0,60 » Schieferton
0,10—0,20 m plattiger Toneisenstein
0,40 m Schieferton
0,05—0,40 m Toneisensteinknollen, lagenweise, nach Westen in Sandstein übergehend
3,00 m blau-grauer Schieferton
0,05 » Toneisenstein
0,90 » blau-grauer Schieferton mit *Am. laqueolus* und *Am. angulatus* Schl.
0,05 » stark toniger, sandiger Toneisenstein
4,60 » blau-grauer Schieferton mit *Schlotheimia angulata*
0,18 » feinsandiger, eisenschüssiger Sandstein
0,86 » blauer Schieferton
0,05 » eisenschüssiger, verhärteter Ton
1,60 » Schieferton, bräunlich verwittert
0,05 » Toneisenstein

1,15 m	Schieferton
0,88 »	harte, eisenschüssige Tonbänke
8,00 »	blau-grauer, sandiger Schieferton mit *Schlotheimia angulata*, *Cardinia* sp. usw. und vereinzelte Toneisensteingeoden
0,20 »	Muschelbreccie, Austernschalen, *Pecten* usw.
1,80 »	feinkörniger, grauer, fester Kalksandstein mit Kugel-Konkretionen (bis 0,60 m Durchmesser). Letztere besitzen dünne Schichtung und führen eine reiche Fauna: *Limea*, *Perna*, *Pecten*, *Lima* usw., deren Bearbeitung Herr Dr. Schmierer übernommen hat
0,20 »	Schieferton
Sa. 35,84 m	

Die Sandsteine des Angulaten-Lias sind im allgemeinen dünnplattig und feinkörnig und lassen sich dadurch von den liegenden, meist grobkörnigen Rätsandsteinen unterscheiden. Als leitende Fossilien für den Angulatensandstein fanden sich in den Aufschlüssen:

Psiloceras Johnstoni Sow.
» *laqueolus* Schloenb.
Schlotheimia angulata Schl.

Auf Blatt Königslutter beträgt die Mächtigkeit der Psilonoten- und Angulatenzone etwa 80 m. Sie besteht auch hier aus einer Schichtenfolge von Tonen mit Toneisensteinen, denen zwischen Scheppau und Gardessen zwei Zonen ein bis mehrere Meter mächtiger Sandsteinschichten eingelagert sind, von denen die tiefere Bank hier und da Psilonoten enthält. Beide Bänke markieren sich als Terrainkante im Gelände. Fossilien sind hier im Gegensatz zu den Aufschlüssen bei Helmstedt im allgemeinen nur spärlich und nur lokal reichlicher eingebettet. Stolley[1]) fand im Bahneinschnitt bei Scheppau Psilonotensandsteine mit zahlreichen Exemplaren von *Psiloceras Johnstoni* Sow.

Die Arietenschichten (jluα3).

Auf Blatt Twülpstedt besitzen sie im NO. größere flächenhafte Verbreitung. Sie bestehen hier in unverwittertem Zustande aus einem feinsandigen, viel Eisenkarbonat enthaltenden, grauen Kalkstein. An der Oberfläche ist dieser fast überall bis auf 2 m tief

[1]) J. Stolley, Die Einschnitte der Bahnlinie Schandelah-Öbisfelde in der Juraformation. XIV. Jahresber. des Vereins für Naturwissensch. zu Braunschweig 1903/1904.

verwittert zu einem gelbbraunen, eisenschüssigen Sandstein oder lockerem, eisenschüssigen Sand, bezw. zu einem sandigen Brauneisenerz. Am besten sind die Arietenschichten aufgeschlossen im Eisenbahneinschnitt im Alversdorfer Holze. Manche Bänke sind hier erfüllt von *Gryphaea arcuata* Lam. Im Bahneinschnitt nordwestlich von Marienthal fand sich in den liegenden Schichten ein Exemplar von *Arietites* cf. *Bucklandi* Sow., in den höheren Zonen dagegen ist *Arietites (Arnioceras) geometricus* Opp. häufiger.

Auf Blatt Königslutter ist die Arieten-Zone als oolithisches Brauneisenerz entwickelt und gut aufgeschlossen im Einschnitt der Chaussee von Scheppau nach Hordorf, östlich der Kreisgrenze. In unverwittertem Zustande führt auch hier das Gestein einen wesentlichen Kalkgehalt und ist von grünlich-grauer Farbe. Am Ausgehenden ist es dagegen zu einem gelblich-braunen oolithischen Eisenerz verwittert. Die Mächtigkeit dieser Eisenerze beträgt bei Scheppau etwa 5—6 m. Das häufigste Leitfossil ist hier *Arietites (Arnioceras) geometricus* Opp. In gleicher Ausbildung findet sich die Arietenzone westlich von Lucklum und südlich von Schulenrode.

Die Schichten mit *Aegoceras planicosta* Sow. (jluβ).

Als Grabenversenkung zwischen dem Rottorfer Rätsandsteinzug und dem Alversdorfer Forst liegen dunkle Schiefertone, die dem Horizont des *Aegoceras planicosta* Sow. zugerechnet werden müssen. Charakteristisch für diese Stufe sind eingelagerte Toneisensteine mit deutlich oolithischer Struktur. In dichtem Toneisenstein liegen verhältnismäßig wenige Oolithkörnchen eingebettet. In diesen Geoden fanden sich u. a. auch Exemplare von dem sonst in Norddeutschland seltenen, aber auch bereits von Bode[1]) von Ölber erwähnten *Oxynoticeras* cf. *oxynotum* Quenst.

b) Mittlerer Lias.

Die Jamesoni-Schichten (jlmγ1)

streichen in einer schmalen Fläche als oolithische Brauneisen- und Roteisenerze nordöstlich von Rottorf am Klei aus. Sie wurden früher bei Rottorf in einem Tagebau abgebaut und bei Helmstedt

[1]) Bode, Die Höhenzüge zwischen Lutter am Barrenberge und Lichtenberg in Braunschweig. Dissertation, Göttingen 1901, S. 15.

verhüttet. Ihre durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 5 m[1]). Es handelt sich um ein lokal beschränktes Vorkommen von Eisenerzen, dessen Vorrat auf höchstens $^1/_2$—$^3/_4$ Millionen Tonnen Erz zu schätzen ist[2]). Ein Verzeichnis der Fauna dieser Schichten wurde s. Z. von A. Wollemann[3]) zusammengestellt.

Capricornerschichten (jlmγ_2).

Über den Jamesonischichten folgen bei Rottorf Schiefertone und Mergelschiefer mit eingelagerten Bänken eines grauen, dichten, festen Kalkes, mit häufigen Einschlüssen von *Aegoceras capricornu* Schloth. Auf Blatt Königslutter sind auch die Capricornerschichten als Eisenerzhorizont ausgebildet, dessen unterste Lagen z. T. dem Jamesoni-Horizont entsprechen.

Als eine flache Terrainwelle läßt sich dieser Eisenerzhorizont, in einem etwa 25—30 m breiten Bande ausstreichend, vom Nordrande des Blattes über Schandelah, Schulenrode bis nach Lucklum hin verfolgen. Das Gestein ist ein Kalkeisenstein, also technisch als Flußeisenerz zu bezeichnen. Der Eisengehalt schwankt außerordentlich, sowohl auf relativ kurze horizontale Entfernung, als auch innerhalb des Schichtenprofiles. Als wichtigstes Leitfossil findet sich häufig *Aegoceras capricornu* Schloth., *Aeg. curvicornu* Schloenb., ferner sind häufig *Gryphaea cymbium* Lam., *Lytoceras fimbriatum* Sow. und *Belemnites paxillosus* v. Schl. Auch finden sich bereits einige Amaltheen aus der Verwandtschaft des *Amaltheus margaritatus* Montf.

Günstige Gelegenheit, Fossilien aus dieser Stufe zu sammeln, bietet sich auf der alten Eisenerzschurfhalde 1200 m westlich vom Bahnhof Schandelah. G. Bode[4]) unterschied hier die drei Horizonte

[1]) Nach v. Strombeck 15—30 Fuß. Vergl. Zeitschr. d. D. geol. Ges. für 1852, S. 65.

[2]) Näheres darüber vgl. bei E. Harbort und A. Mestwerdt, Lagerungsverhältnisse und wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätte von Rottorf a. Klei bei Helmstedt. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1913, S. 199 u. f.

[3]) A. Wollemann, Verzeichnis der im Eisenstein des Lias γ von Rottorf am Kley bei Helmstedt bislang gefundenen Versteinerungen. Verh. d. naturh. Ver. Bonn XLIX, I, S. 107 ff.

[4]) G. Bode, Über Vorkommnisse aus dem Mittleren Lias bei Schandelah. Jahresber. d. naturw. Vereins Braunschweig f. 1896/97, 1897, S. 187.

3. Zu unterst die Zone der *Dumortieria Jamesoni* Sow., grünlich graue Eisenkalke.
2. Zone des *Coeloceras centaurus* d'Orb.
1. Zone des *Deroceras Davoei* Sow.

und führt aus dem ersten Horizont 51, dem zweiten 31 und dem dritten 48 Arten auf. Aber auch sonst lassen sich überall auf den Feldern im Verbreitungsgebiet der Capricornerschichten die wichtigsten Versteinerungen bei dem Fossilreichtum der Schichten aufsammeln.

Die Amaltheentone (jlmδ).

Auf Blatt Königslutter bestehen die Amaltheenschichten aus ziemlich fetten, meist kalkarmen, blau-grauen bis braunen Schiefertonen von etwa 100 m Mächtigkeit. Eingelagert finden sich zahlreiche Geodenbänke eines dichten, in frischem Zustande blau-grauen Toneisensteins. Letzterer ist im allgemeinen vollständig fossilarm, nur hin und wieder findet sich eine Geode, die aus einem Haufwerk von Muschelresten besteht.

Der einzige größere Aufschluß ist die seit langem schon in der Literatur bekannte Tongrube 1350 m nordöstlich der Kirche von Schandelah, aus der die meisten Versteinerungen stammen.

c) Der obere Lias.

Die Posidonien-Schiefer (jlοε)

erreichen auf Blatt Königslutter eine Mächtigkeit von 10—20 m. Aufgeschlossen sind sie im Bahneinschnitt unmittelbar östlich der Station Schandelah und in einer Mergelgrube 2 km nordöstlich von Schandelah. Das Profil des Bahneinschnittes in Schandelah wurde s. Z. eingehend von A. Bode[1]) beschrieben, so daß ich darauf verweisen kann. Bezüglich der genaueren Zoneneinteilung verweise ich auf die ausgezeichnete Arbeit von Stolley[2]), die auch auf die Aufschlüsse von Schandelah eingeht.

[1]) A. Bode, Orthoptera und Neuroptera aus dem Oberen Lias von Braunschweig. Dieses Jahrb. f. 1904, S. 218—221.

[2]) E. Stolley, Über den Oberen Lias und den Unteren Dogger Norddeutschlands. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont. 1909, Beilage-Band XXVIII, S. 286—334.

Die Jurensis-Mergel (jloζ).

Über den Posidonienschiefern folgen auf Blatt Königslutter etwa 12 m eines blau-grauen, mergeligen Tones, der zwar nirgends gut aufgeschlossen ist, aber seiner ganzen stratigraphischen Stellung nach — er liegt im Hangenden der Posidonienschiefer und im Liegenden der Aalensis-Mergel — als ein Äquivalent der Jurensis-Mergel aufgefaßt werden muß. *Lytoceras* sp. (cf. *jurense* Ziet.) fand sich indeß auch bereits in verdrückten Exemplaren in den hangenden Posidonienschiefern der vorhin erwähnten Mergelgrube nordöstlich von Schandelah.

Die Aalensis-Schichten (jloζ').

Über den Jurensismergeln folgt im Liasgebiet von Schandelah ein Horizont von 1—3 m grauen Mergeln mit eingelagerten kleinen Kalkgeoden, in denen sich nicht selten Bruchstücke von Cephalopoden aus der Aalensis-Gruppe finden. Aufgeschlossen waren diese Schichten im Chausseegraben der Landstraße zwischen Scheppau und Hordorf und zwischen der Mergelgrube 2000 m nordöstlich von Schandelah und der westlich gelegenen nächsten Feldscheune.

6. Der Braune Jura.

Eine so eingehende Gliederung wie im Lias ließ sich im Dogger nicht durchführen. Auf Blatt Königslutter ist der Dogger außerordentlich arm an Fossilien und praktisch z. T. als fossilleer zu bezeichnen.

Seine Mächtigkeit schätze ich auf 80—100 m. Es ließen sich indes die Schichten bei ihrer Fossilarmut ihrem Alter nach nicht genauer gliedern. Petrographisch bestehen die Doggerschichten vorwiegend aus Schiefertonen mit Lagen von Toneisensteingeoden, denen aber auch auf weite Strecken große, flache Linsen von Feinsanden und Sandsteinen eingelagert sein können. Stellenweise sind diese Sande und Sandsteineinlagerungen durch ein eisenschüssiges Bindemittel verkittet, das gelegentlich in solcher Menge auftritt, daß sandige Brauneisenerze entstehen. In den Sandsteineinlagerungen finden sich bisweilen reichlich undeutliche Pflanzenabdrücke. Diese eigenartige Facies der sonst in Nordwest-Deutschland so fossilreichen Ab-

lagerungen des Dogger scheint darauf hinzudeuten, daß hier bereits zur Braunjurazeit ein Herausheben des Meeresbodens stattfand, das man ja bekanntlich sonst in Nordwest-Deutschland erst in die Zeit des Oberen Jura verlegt. Die Ölsande von Hordorf und Schöppenstedt gehören nach BORNHARDT ebenfalls dem Braunen Jura an[1]), und zwar dem Horizont des *Leioceras opalinum* REIN., gehen aber wohl z. T. auch höher hinauf.

7. Die Untere Kreide (Neocom und Gault).

Die Untere Kreide legt sich auf Blatt Königslutter diskordant den verschiedenen Stufen der Juraformation auf. Größere zusammenhängende Flächen finden sich bei Schandelah und westlich von Lucklum.

Die ältesten Neocomschichten gehören dem Hauterivien an. Die Valanginienstufe fehlt.

a) Das Hauterivien (Mittleres Neocom).

Das sog. Hilskonglomerat von Schandelah bildet die liegendsten Schichten der Unteren Kreide. Aufgeschlossen sind sie im Bahneinschnitt 700 m östlich der Station Schandelah, wo sie die Posidonienschiefer diskordant überlagern. Eine weitere kleine Erosionsscholle findet sich 400 m NNW. vom Bahnhof Schandelah. Größere zusammenhängende Flächen sind 800 m nördlich der Kirche von Schandelah aufgeschlossen und bilden ferner etwa $1^1/_2$ km nördlich von Schandelah das Ausgehende des Ostflügels der Neocommulde, welche zwischen dem Schäferberge und der Chaussee von Schandelah nach Scheppau eingesenkt liegt.

Es muß hier darauf hingewiesen werden, daß das sog. Hilskonglomerat von Schandelah nicht als Eisenerzkonglomerat ausgebildet wurde, wie s. Z. von BRAUNS und neuerdings fälschlich von G. EINECKE und W. KÖHLER[2]) behauptet wurde, sondern daß die

[1]) W. BORNHARDT, Über die Erdölvorkommnisse in der östlichen Umgebung der Stadt Braunschweig. Beitr. z. Geol. u. Palaeont. d. Herzogt. Braunschweig I, S. 87 ff.

[2]) G. EINECKE und W. KÖHLER, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Archiv für Lagerstättenforschung 1910, Heft I, S. 380.

Eisenerzlagerstätte von Schandelah, wie ich kürzlich nachgewiesen habe[1]), dem Diluvium angehört.

Das Hilskonglomerat selbst besteht aus zoogenen, 5—30 cm mächtigen Kalkplatten mit Zwischenlagerungen von gelb-braunen Mergelschichten. Seine Mächtigkeit beträgt nur wenige Meter. Sowohl die Kalkplatten als auch die Mergel bestehen zum größten Teil aus einem Konglomerat von Spongien, Brachiopoden und Zweischalern. Seltener sind Ammonitidenreste, von denen G. Müller[2]) folgende Formen von Schandelah erwähnt:

Hoplites radiatus Brug.
» *amblygonius* Neum. et Uhlig
» *Ottmeri* Neum. et Uhlig.

Die Lamellibranchiaten- und Gastropodenfauna wurde s. Z. von Wollemann[3]) beschrieben, die Spongien von F. A. Roemer[4]).

In einigen Bänken des Hilskonglomerates, besonders in den 10—30 cm mächtigen Kalkbänken, welche in einem alten Steinbruch nordöstlich von Schandelah in Quadratmeter großen Platten gewonnen wurden, finden sich auch einzelne Gerölle fremder Gesteine, insbesondere Toneisensteinstückchen aus dem Lias, einzelne abgerollte Phosphorite und Muschelkalkgerölle. Im Bahneinschnitt von Schandelah liegt eine dünne, 5 cm mächtige Schicht derartiger Transgressionsgerölle unmittelbar auf den Posidonienschiefern. Ganz ähnliche Gesteine wie bei Schandelah finden sich im Hilskonglomerat 1200 m westlich von Lucklum. Man kann hier auf den Feldern die herausgewitterten Versteinerungen in ausgezeichneter Erhaltung auflesen.

---

[1]) E. Harbort, Über das geologische Alter und die wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätte von Schandelah bei Braunschweig. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1911, S. 308—312.

[2]) G. Müller, Beitrag zur Kenntnis der Unteren Kreide im Herzogtum Braunschweig. Dieses Jahrb. f. 1895, S. 98.

[3]) A. Wollemann, Die Bivalven und Gastropoden des norddeutschen und holländischen Neocom. Abh. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt. N. F. Heft 31, Berlin 1900.

[4]) F. A. Roemer, Die Spongitarien des norddeutschen Kreidegebirges. Palaeontographica 1864.

b) Barrêmien und Aptien (Oberes Neocom).

Dem Oberen Neocom gehört auf Blatt Königslutter der größere Teil des Speetonclays von v. STROMBECK an, vor allen Dingen die Schichten mit *Belemnites Brunsvicensis* v. STR. Westlich von Lucklum waren diese Schichten s. Z. in der alten Ziegeleitongrube an der Landstraße nach Volzum aufgeschlossen. Heute ist die Grube verfallen, doch kann man noch auf den alten Halden und auch südlich der Chaussee von Lucklum nach Braunschweig am Nordrande des Blattes Königslutter *Belemnites Brunsvicensis* v. STROMB. und andere leitende Versteinerungen des Oberen Neocoms sammeln.

Während nun bei Lucklum die Schichten des Oberen Neocoms aus schwarzen, stellenweise etwas kalkigen Schiefertonen bestehen, ist es am Schäferberg bei Schandelah als grauer Mergelschiefer ausgebildet, mit eingelagerten, flözartig angeordneten Konkretionen eines hellgrauen bis weißen, mergeligen Kalkes. Aufgeschlossen sind diese Schichten in einer Mergelgrube am Schäferberge. Fossilien finden sich hier nur in den Konkretionen und auffälligerweise keine Cephalopoden, sondern vorwiegend Lamellibranchiaten. Näheres bez. der Fauna vergl. Erläuterungen zu Blatt Königslutter.

c) Gault.

Gaultschichten finden sich in der äußersten Südwestecke des Blattes Königslutter als schwarze, kalkige Tone. Im Graben der Chaussee von Lucklum nach Volzum sind sie angeschnitten und führen hier nicht selten die verschieden gestalteten Rostren von *Belemnites minimus* LISTER.

8. Die Obere Kreide.

Obere Kreide ist nur am Rande des Tertiärbeckens im nordöstlichen Teile des Blattes Königslutter und zwischen Scheppau und Boimstorf auf Blatt Heiligendorf erhalten. Es sind die oberen Quadratenschichten und die Schichten mit *Belemnitella mucronata* der Senonstufe.

Das Senon legt sich auf Blatt Königslutter zumeist diskordant auf Schichten des Mittleren Keupers, z. T. aber auch auf solche

des Rät und Lias auf[1]). Gute Aufschlüsse fehlen z. Z. in der Oberen Kreide von Königslutter. Die s. Z. durch den Bahnbau geschaffenen Aufschlüsse sind heute verwachsen. Ich kann daher bez. der Oberen Kreide auf die ausgezeichnete Monographie von Griepenkerl[2]) und die während der Drucklegung erschienene Arbeit von Mestwerdt[3]) verweisen.

9. Das Tertiär.

Über die Gliederung der Tertiärformation des Helmstedter Beckens habe ich bereits früher einige Mitteilungen veröffentlicht[4]). Nach meinen früheren Ausführungen war es wahrscheinlich geworden, daß die Braunkohlenformation von Helmstedt aus stratigraphischen Gründen dem Eocän zugerechnet werden muß. Inzwischen hat Herr Sanitätsrat Menzel in Dresden die Flora aus liegenden Braunkohlentonen der Grube Prinz Wilhelm bestimmt und feststellen können, daß die meisten Arten mit eocänen Formen des Pariser Beckens zu identifizieren sind. Es ist somit auch ein paläontologischer Beweis für eocänes Alter der subhercynischen Braunkohlenformation erbracht worden. Auch Friedrich[5]) betont in seiner Tertiärflora der Provinz Sachsen, daß in den von ihm untersuchten Braunkohlenfloren viel eocäne und untereocäne Typen

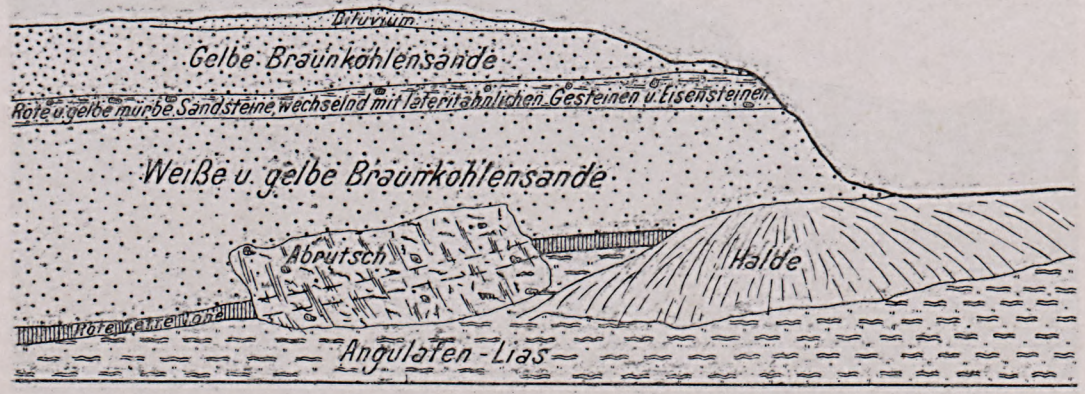
[1]) Zusatz während des Druckes: Das Senon wird bei Lauingen überlagert von tertiären Braunkohlensanden. Die von C. Speyer an der Bahnlinie zwischen Tertiär und Kreide angenommene Verwerfung (Exkursionsbericht, Jahresber. d. niedersächs. geol. Ver. 1912, S. VI—VII) dürfte hier nicht existieren, die »Dünen« von Tertiärsand, aber tragen Geschiebe-Reste diluvialer Grundmoräne, sind also Erosionskuppen und keine Flugsandbildungen.

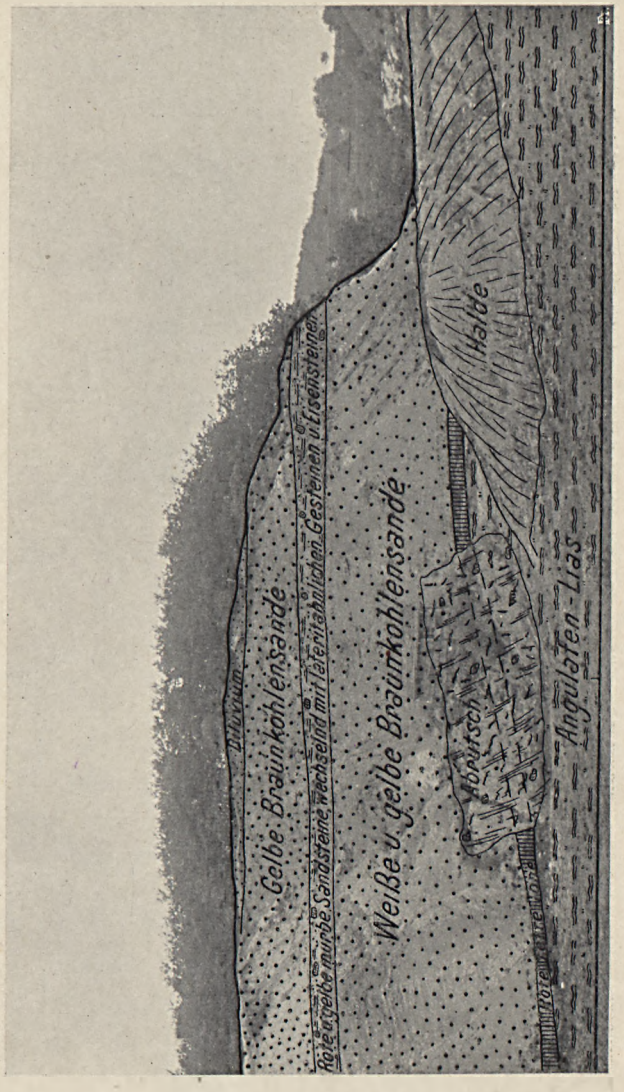
[2]) O. Griepenkerl, Die Versteinerungen der senonen Kreide von Königslutter in Braunschweig. Paläont. Abh. von Dames u. Kayser. Bd. IV, Heft 5 Berlin 1888—89.

[3]) A. Mestwerdt, das Senon von Boimstorf. Zeitschr. d. d. Geol. Ges. 1912, S. 374—388.

[4]) E. Harbort, Beiträge zur Kenntnis präoligocäner und cretacischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nord-Hannover. Monatsber. d. D. g. G. Bd. 61. Jahrgang 1909, S. 381 ff. — Ders. Exkursion zum Dorm bei Königslutter. 3. Jahresber. des Nieders. geol. Vereins zu Hannover. 1910, S. 3 ff.

[5]) Friedrich, Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora der Provinz Sachsen. Abh. z. Geol. Spezial-Karte von Preußen und der Thüring. Staaten IV. Heft 3. 1883.

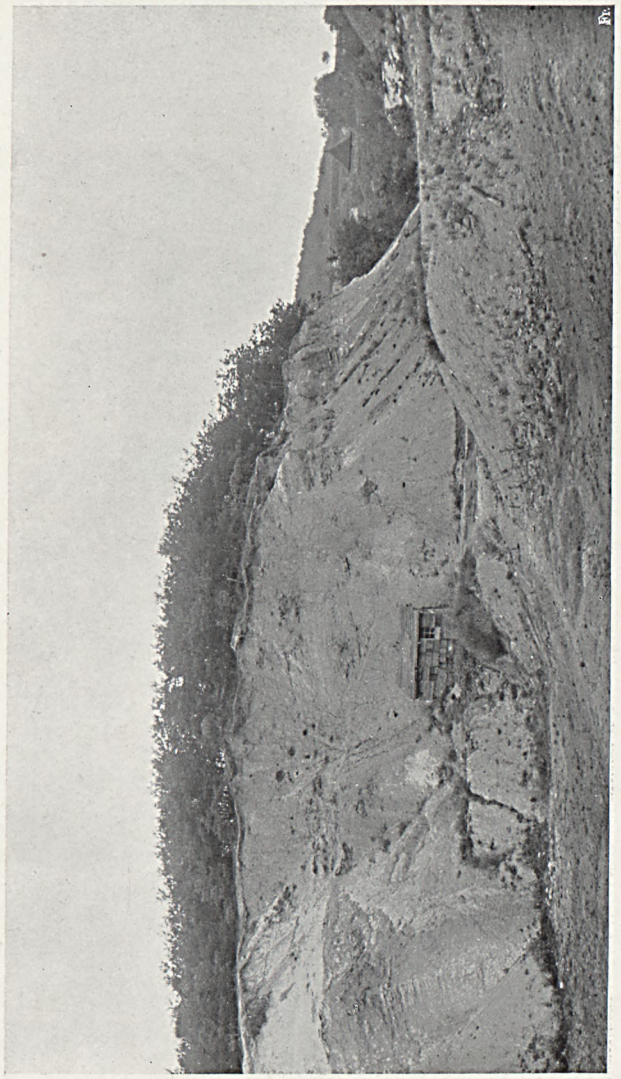

Diluvium
Gelbe Braunkohlensande
Rote u. gelbe mürbe Sandsteine, wechselnd mit Teferitähnlichen Gesteinen u. Eisensteinen
Weiße u. gelbe Braunkohlensande
Abrutsch
Halde
Rote u. graue Wacke
Angulaten-Lias



Figur 1.

Diskordante Auflagerung von Tertiär auf Lias.

Helmstedter Tonwerke.



Figur 1.

Diskordante Auflagerung von Tertiär auf Lias.

Helmstedter Tonwerke.



Figur 2.

Tertiärquarzitfelsen bei Groß Steinum am Dorm.

vorkommen. Nunmehr läßt sich das Tertiär des Helmstedter Beckens wie folgt gliedern; eine entsprechende Darstellung auf den Kartenblättern Königslutter und Süpplingen ließ sich jedoch praktisch darum nicht durchführen, weil es nicht möglich war, überall den Horizont des marinen Unteroligocäns kartographisch festzulegen.'

a) Eocäne Braunkohlenformation.

Die Braunkohlenformation überlagert diskordant im Helmstädter Becken an den Rändern desselben die verschiedensten Schichten vom Zechstein aufwärts bis zum Obersenon. Die ältesten Braunkohlenschichten finden sich u. a. aufgeschlossen in den Ziegeleitongruben am Schwarzen Berge bei Helmstedt, wo sie die Angulatenschichten diskordant überlagern.

In der 400 m nordwestlich gelegenen Tongrube war am Nonnenberge das folgende Profil der ältesten Tertiärschichten, die sich hier ebenfalls dem Lias diskordant auflegen, aufgeschlossen. (vergl. Texttafel 3, Fig. 1). Es folgen von unten nach oben:

0,7 —1,60 m, stellenweise auch 2 m mächtige, blutrote, fette Tone
8,00—9,00 » weißer Quarzsand
0,60 » hellgraue, tuffähnliche Gesteine
2,00 » lateritähnliche Gesteine, bezw. lateritische Eisenerze, nach Norden in eisenschüssige Sandsteine übergehend und hier bis zu 4 m anschwellend.

Der rote Ton wird seit etwa 12 Jahren bergmännisch abgebaut, und es werden nach Mitteilung des Betriebsführers alljährlich etwa 400 Doppelladungen, im Werte von 400—600 Mk. pro Ladung, versandt, um in der keramischen Industrie als vorzügliches Färbemittel verwandt zu werden. Am Schwarzen Berge sind die roten Tone bereits ausgekeilt. Wie weit sie sich noch nach Norden erstrecken, ließ sich nicht ermitteln. Die diskordante Lagerung der roten Tone ist aus den beiden Profil-Abbildungen der Ton- und Sandgrube am Nonnenberge zu erkennen. Die photographische Aufnahme zu Texttafel 2, Fig. 2, S. 217 ließ sich noch kurz vor dem vollständigen Abbau der Schichten anfertigen.

Die Eisenerze gleichen durchaus denen, wie sie aus den Tropen, etwa von Kamerun, bekannt sind. Es handelt sich wahrscheinlich um lateritartige, zusammengeschwemmte Braun- und Roteisenerze,

welche die lebhaftesten roten und violetten Farbentöne zeigen. Analysen dieser Gesteine zur Klärung dieser Fragen wird Herr Prof. Stremme gelegentlich mitteilen.

Ich[1]) habe bereits früher darauf hingewiesen, daß derartig intensiv rot gefärbte, z. T. lateritische Gesteine im Tertiär aus Nordwest-Deutschland bislang nur aus eocänen Ablagerungen bekannt geworden sind.

Unmittelbar nördlich und östlich vom Dorf Barmke bilden die liegendsten Tertiärschichten fette, hellgraue Tone, die sich auf Mittleren Keuper auflegen. Sie werden hier gewonnen, um für feinere keramische Zwecke benutzt zu werden, insbesondere zur Herstellung von Steingut.

Nördlich der Straße von Barmke nach Marienthal war in der Tongrube von Hampe und Henkelmann folgendes Profil aufgeschlossen:

1,00 m Geschiebelehm und nordische Schotter, vermengt mit Tertiärtonen
2,00 » hellgrauer, fetter, zäher Ton
1,00 » dunkelblauer Ton
1,00 » toniger Feinsand bis toniger Sand
2,00 » blau-grauer, fetter Ton mit unregelmäßigen, fein verteilten, stecknadelkopf- bis eigroßen Pyritkonkretionen. Auch Gipskrystalle und einzelne Lignitstückchen.

In der gegenüber südlich der Straße gelegenen Tongrube konnte folgendes Profil festgestellt werden:

2,00 m kiesiger Geschiebelehm
1,00 » kiesiger Diluvialsand
0,30 » unreine Braunkohle
5,00 » fetter, blaugrauer Braunkohlenton

100 m östlich von dem ersten Aufschluß ist in der Sandgrube am Südfuße des großen Heidberges folgendes Profil sichtbar:

1,50 m diluviale Schotter
5,00 » feinkörnige schwach glimmerführende, graue Quarzsande
0,50 » Braunkohle
0,10 » und mehr, fetter, grauer Braunkohlenton.

Auch auf dem Westflügel des Braunkohlenbeckens bilden petrographisch ähnliche Braunkohlentone das Liegende der Tertiärformation.

---

[1]) Zeitschr. der D. Geol. Ges. 1909, S. 385.

Die Braunkohlentone scheinen jedoch nicht überall das Liegende zu bilden, sondern auch lokal von sandigen Ablagerungen vertreten zu sein. Auf dem Westflügel des Braunkohlenbeckens baut die Grube Emma das Hauptflöz der liegenden Flözgruppe ab, welches im allgemeinen 8 m mächtig ist, aber im nördlichen Feldesteil durch ein genau in der Mitte liegendes Zwischenmittel von 20 cm grauen Tones geteilt wird.

Auf dem Ostflügel baut ein entsprechendes Flöz die Grube Prinz Wilhelm (Nordschacht, Südschacht und Hauptschacht) ab. Auch dieses zersplittert sich randlich vielfach, insbesondere nach Norden und wird hier und da von einem Tonzwischenmittel zerteilt, in dem sich eine reiche Flora fand, von der nach vorläufiger Bestimmung Herr Sanitätsrat Menzel in Dresden folgende Arten feststellen konnte:

Dryophyllum curticellense Wat.
cf. *Daphnogene elegans* Wat.
cf. *Litsaea expansa* Sap. et Mar.
Celastrophyllum cf. *repandum* Sap. et Mar.
cf. *Hakea exulata* Heer.
cf. *Flabellaria* sp. od. *Sabal.*
cf. *Osmunda eocaenia* Sap. et Mar.
an cf. *Pteris pärschlugiana* Ung.

Erst nach dem Beckeninnern stellen sich dann bei Büddenstedt und Offleben jüngere und mächtigere Braunkohlenflöze ein, die hier in den bekannten Tagebauen der Gruben Treue, Victoria usw. abgebaut werden und eine Mächtigkeit bis zu 20 m erreichen.

Die Gesamtmächtigkeit der Braunkohlenbildungen ließ sich nicht ermitteln, da Bohrungen im Beckentiefsten noch nicht bis zur Basis des Tertiärs heruntergebracht wurden. Sie dürfte aber wohl mit 200—250 m nicht zu hoch veranschlagt sein.

Zwischen den Braunkohlenflözen finden sich nun vorwiegend Ablagerungen von reinen, weißen Quarzsanden, die vielfach zum Versand an Glashütten gewonnen werden, und feinkörnige und gröbere Kiese und Schotter einheimischer und hercynischer Gesteine,

Aufgeschlossen finden sich solche Schotter in den Kiesgruben westlich der Grube Emmerstedt, in der großen Sandgrube östlich von Emmerstedt, ferner in zahlreichen Kies- und Sandgruben bei Königslutter und Lauingen.

Die Gerölle der tertiären Schotter bestehen hauptsächlich aus Kieselschiefern und Milchquarzen, die stellenweise Faustgröße erreichen. Außerdem finden sich aber auch Porphyre, Grauwacken und eine Auswahl aller möglichen älteren einheimischen Gesteine von Trias, Jura usw., wie sie auf den benachbarten Höhenzügen anstehen. Die größere Masse der Tertiärgerölle dürfte aus paläozoischem Gebirge, aus dem Harz oder aus dem Flechtinger Höhenzuge stammen und wurde von den tertiären Flüssen hierher geschafft. Der fluviatile Charakter dieser braunkohlenführenden Ablagerungen ist fast in allen Sand- und Kiesgruben auch durch ausgezeichnete diskordante Schichtung gekennzeichnet.

Von den Braunkohlenablagerungen zwischen Harz und Flechtinger Höhenzug besitzt das Braunkohlenbecken von Helmstedt-Schoeningen-Oschersleben-Egeln-Staßfurt, welches sich 5—8 km breit in einer Längenerstreckung von 75 km von Ochsendorf am Dorm bis nach Staßfurt ausdehnt und ein Areal von rund 35599 km Kohlen führenden Gebietes umfaßt, die größte Ausdehnung und volkswirtschaftliche Bedeutung. Mitten durch das Becken hindurch zieht sich in ganzer Längenerstreckung ein Rücken von Buntsandstein und Zechsteinschichten, im Südosten der bekannte Staßfurt-Egelner Rogensteinzug, nordwestlich daran anschließend die mesozoische Insel von Hadmersleben, der Aufpressungshorst vom Zechstein—Buntsandstein zwischen Barneberg und Offleben und am nordwestlichen Ende der Trias — Zechsteinsattel des Dorm. Dieser in nacholigocäner Zeit durch die tertiäre Bedeckung herausgehobene, aber bereits wohl präcretacisch vorgebildete Höhenzug teilt das gesamte Braunkohlenbecken in zwei schmale, eine südwestliche und eine nordöstliche, langgestreckte tektonische Mulden. An ihm sind die Braunkohlenschichten entsprechend steiler aufgerichtet als an den Rändern des Beckens, wo die Braunkohlenflöze nur ein durchschnittliches Einfallen von 5—7° besitzen. Die Anzahl der Flöze sowie ihre Mächtigkeit ist außerordentlichen

Schwankungen innerhalb des 75 km langen Braunkohlenbeckens unterworfen, da die Flöze niemals auf größere Entfernung in ihrer Mächtigkeit aushalten, sondern auskeilen und durch Einschieben von sandigen und tonigen Zwischenmitteln sich in mehrere Flöze zersplittern. Die einzelnen Flöze schachteln sich bald regelmäßig schüsselförmig in einander, bald legen sie sich unregelmäßig, diskordant übereinander. Im allgemeinen kann man im nördlichen Teil des Helmstedt-Staßfurter Beckens unterscheiden zwischen einer liegenden und einer hangenden Flözgruppe. Die liegende Flözgruppe besitzt die größte horizontale Verbreitung, da sie bis an die Beckenränder heranreicht und enthält 3—6 Flöze, von denen meist nur eines, bisweilen 2—3 bauwürdig sind. Die Mächtigkeit der bauwürdigen Flöze schwankt zwischen 5 und 10 m. Die Kohle der liegenden Flözgruppe zeichnet sich gegenüber derjenigen der hangenden dadurch aus, daß sie als Stückkohle hereingewonnen werden kann, während die jüngeren Flöze hauptsächlich zur Brikettierung verwandt werden. Besonders im nordwestlichsten Teil des Braunkohlenbeckens (Haupt- und Nordschacht der Braunschweigischen Kohlenwerke) finden sich in der Kohle faustgroße bis viele Kubikmeter umfassende Kalkkonkretionen, die genetisch wohl am zwanglosesten als primäre Bildungen, als fossile See- oder Wiesenkalkeinlagerungen zu deuten sein dürften. Einzelne der Kalksteineinlagerungen besitzen eine Ausdehnung von 70—100 qm. Ihre Oberfläche ist meist eben bis flach gewölbt, während die untere Fläche unregelmäßig gestaltet ist. Während diese Kalkeinlagerungen im Braunkohlenflöz des Hauptschachtes der Grube Prinz Wilhelm im allgemeinen aus bituminösem, septarienartig zerklüfteten, dichten Kalk bestehen, treten im Felde des Nordschachtes vorwiegend eigenartig radialfasrige und kurzfasrige, bituminöse Kalke auf mit interessanten Strukturen, die noch einer näheren Untersuchung wert wären. Bergtechnisch sind die Kalksteineinlagerungen, insbesondere die größeren 1—2 m dicken, 2—4 m breiten und bis 20 m langen Blöcke außerordentlich lästig für den Abbau der Kohlen.

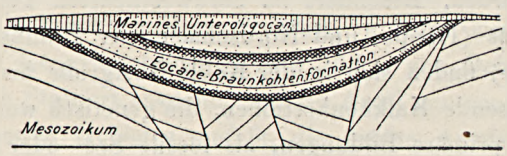
Die Flöze der jüngeren Flözgruppe, als deren wichtigste Vertreter das Treuer-, Viktoria- und Karolinenflöz genannt seien, er-

reichen eine Mächtigkeit von 20—30 m, sie werden hauptsächlich im Tagebau gewonnen. Im südlichen Teil des Braunkohlenbeckens, in der nordöstlichen und südwestlichen Braunkohlenmulde von Egeln-Staßfurt, verschwindet der Unterschied zwischen liegender und hangender Flözgruppe immer mehr. Es ist hier im großen und ganzen nur ein bis 30 m Mächtigkeit erreichendes Hauptflöz ausgebildet, das sich lokal, insbesondere an den Rändern des Beckens, durch Einschaltung von Zwischenmitteln oft in eine größere Anzahl von Flözen zersplittert.

b) Unteroligocäne Meeressande und -tone.

Das marine Unteroligocän legt sich diskordant über die eocänen Braunkohlenbildungen hinweg, die Verbreitung der Braunkohlenformation anscheinend überschreitend. Die nebenstehende Skizze veranschaulicht die Lagerungsverhältnisse:

Figur 1.



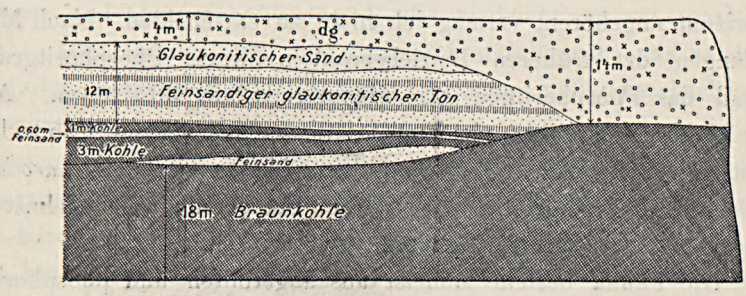
Das marine Unteroligocän besteht aus Grünsanden und glaukonitischen, sandigen Tonen und ist in zahlreichen Aufschlüssen des Helmstedter Beckens anstehend zu beobachten.

Im nördlichen Teile des Helmstedter Beckens ist die Decke der marinen Unteroligocänschichten vielfach unterbrochen und durch spätere Erosion in einzelne Schollen aufgelöst. Hier bilden die unteroligocänen Tone dann in der Regel als letzte Erosionsreste kleinere Bergkuppen, während in den Tälern die liegenden Braunkohlenschichten angeschnitten sind. So tauchen insbesondere zahlreiche, inselartige Kuppen von marinem Unteroligocän aus der diluvialen Lößbedeckung am Ostrande des Elz auf Blatt Königslutter auf. In ihrer ganzen Mächtigkeit finden sich die marinen Grünsandtone in der Braunkohlengrube Treue bei Offleben aufgeschlossen, und hier ist folgendes Profil zu beobachten:

3,00—4,00 m	alluvialer und diluvialer Sand
ca. 30,00 »	unteroligocäner, toniger Grünsand und glaukonitischer, sandiger Ton
18,00—20,00 »	Braunkohle (Treuer Flöz)
0,60 »	hellgrauer Ton
2,00 »	Braunkohle
3,00 »	weißer Braunkohlensand.

Im neuen Tagebau östlich vom Gehlberge an der Landstraße nach Runstedt findet sich, meist unter Löß, ein feinsandiger, oft glaukonitischer, grauer Ton, der nach der Tiefe zu in Mergel übergeht. In ihm liegen kleine, bis erbsengroße Kalkstückchen. Da diese Schichten vielfach von Grünsanden überlagert werden, dürften sie wohl auch als eine abweichende Facies dem Unteroligocän zuzurechnen sein. Das Profil des neuen Tagebaues bei Runstedt ist in Fig. 2 skizziert.

Figur 2.



Die Mächtigkeit des marinen Unteroligocäns schwankt sehr, wohl hauptsächlich infolge späterer teilweiser Zerstörung. Nach v. Koenen's Angaben beträgt die Mächtigkeit am St. Annenberge bei Helmstedt etwa 7 m. Von hier und vom Schnitzkuhlenberge bei Helmstedt wurde durch v. Koenen[1]) eine reiche, über 150 Arten umfassende marine unteroligocäne Fauna beschrieben.

Meist sind die unteroligocänen Grünsandtone und Sande fossilleer. Versteinerungsreiche Partieen finden sich nur nesterweise.

[1]) A. v. Koenen, Das marine Unteroligocän Nord-Deutschlands. Abh. der Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt Bd. 10, Heft 1—7.

c) Glaukonitische Mergel, fraglich dem Mitteloligocän angehörend.

An einigen Stellen, so z. B. am Waseberge und dem südlich benachbarten Höhenrücken auf Blatt Helmstedt, liegen über dem eigentlichen Glaukonitsand und glaukonitischen, sandigen Ton des marinen Unteroligocäns noch schwach glaukonitische, feinsandige Mergel, in denen sich hier und da zahlreiche Phosphoritknollen eingelagert finden. Eine solche Knolle vom Waseberge enthielt ein großes Exemplar von *Coeloma holsaticum* Stolley[1]), die nach Stolley dem Mitteloligocän angehört.

Zwei Analysen solcher Phosphorite, die ich Herrn Chemiker Fehn in Helmstedt verdanke, ergaben einen Phosphorsäuregehalt von 15,10% bezw. 25,98%.

Ob die »Koprolithenschichten«, welche in früheren Jahren im Elz am Nordfuße des Gehlberges abgebaut worden sind, diesem Horizont angehören, vermag ich nicht zu entscheiden. Nach Mitteilungen des früheren Betriebsbeamten dieser Phosphoritgrube besaß das Phosphoritflöz eine Mächtigkeit von 30—40 cm. Auf der Halde dieser alten Gruben lassen sich noch heute Sande beobachten mit zahllosen Fischotolithen, *Lamna*- und *Carcharodon*-zähnen. Die Fauna der »Koprolithen-Schichten« von Helmstedt wurde s. Z. von H. B. Geinitz[2]) beschrieben.

Die Fauna besteht zumeist aus abgerollten und phosphoritisierten Versteinerungen, *Nautilus*, *Belemnites*, Spongien usw. bezw. Rollstücken aus der Kreide und dem Jura von Nuß- bis Kopfgröße. Aber auch Gesteine der verschiedensten mesozoischen Stufen kommen als Rollstücke, z. T. phosphoritisiert, vor und beweisen, wie die hercynischen Gerölle im Braunkohlenkies, daß die benachbarten Höhenzüge bereits aufgerichtet gewesen sein müssen. Daneben finden sich in anderen Phosphoritknollen aber die s. Z.

[1]) E. Stolley, Über zwei Brachyuren aus dem mitteloligocänen Septarienton Norddeutschlands. Mitt. aus dem mineralog. Institut d. Univers. Kiel, Bd. 1, Heft 3. 1890, S. 151 ff.

[2]) H. B. Geinitz, Versteinerungen im Phosphoritlager von Helmstedt, Isis 1882—1884. Ders. Die sog. Koprolithenlager von Helmstedt, Büddenstedt und Schlewecke. Ebenda 1883, 1, 5 u. S. 105.

durch v. Koenen beschriebenen typischen unteroligocänen Formen. Ich lasse es daher unentschieden, ob die Phosphoritlagerstätten zum Unteroligocän oder zum Mitteloligocän zu stellen sind. Jedenfalls aber sind sie wohl nicht diluvial, wie v. Koenen[1]) vermutete. Außerordentlich häufig finden sich fossile Hölzer mit zahlreichen Pholadengängen.

Mitteloligocäner Septarienton ist mir bislang aus dem Helmstedter Becken nicht bekannt geworden. Es wäre möglich, daß die Phosphorit führenden, glaukonitischen Mergel hier das Mitteloligocän vertreten. Indes läßt sich ein sicherer Beweis dafür nicht erbringen.

d) Jüngere terrestrische Tertiärschichten, vielleicht miocänen Alters.

Im nordwestlichen Teil des Blattes Süpplingen und auf Königslutter werden die marinen Tertiärschichten nachmals von Sanden, Kiesen und Quarziten überlagert, die vielleicht miocänen Alters sind. Die Überlagerung des marinen Unteroligocäns von solchen jüngeren fluviatilen Schichten konnte bei einer Kellerausschachtung gelegentlich eines Hausneubaues gegenüber der Schmiede in Groß-Steinum beobachtet werden. Der Aufschluß lag zwischen den Quarzitablagerungen an der Kirche von Groß-Steinum und denen des Kirchhofes.

Ferner wurde die Überlagerung der marinen Glaukonitsande durch jüngere Sande und Schotter der Tertiärformation in der Bohrung Ochsendorf 1 km nördlich von Beienrode festgestellt. Aufschlüsse sind in diesen jüngeren Sanden des Tertiärs zahlreich vorhanden. Es gehören hierher wohl die Kiesgruben nördlich von Königslutter und die Kiesgrube im Bahneinschnitt 1500 m südöstlich vom Schacht Beienrode. Das Profil der letzteren ist folgendes:

1,50 m steiniger, z. T. lehmiger, diluvialer Schotter
6,00 » feiner Tertiärkies, bestehend aus bohnen- bis haselnußgroßen Geröllen von Milchquarzen, Kieselschiefern und anderem hercynischen Material. Der Aufschluß zeigt diskordante Schichtung und Verwerfungen mit geringer Sprunghöhe.

[1]) v. Koenen, Sitzungsber. z. B. Marburg d. Nat. 1872, S. 137. — Ders., N. Jahrb. f. Min. 1884, I, S. 255 u. Abh. d. Kgl. pr. geol. L.-A. Bd. X, 1, S. 14.

Hierher dürfte auch der größere Teil der Sand- und Kiesgruben zwischen Königslutter, Lauingen und Rieseberg gehören.

Die Braunkohlenformation selbst wurde hier in der nordwestlichen Bucht des Helmstedter Tertiärbeckens nirgends zu Tage gehend beobachtet, doch sind hier im Beckentiefsten unbauwürdige $1^1/_2$ m mächtige Braunkohlen von der ehemaligen Gewerkschaft Beienrode erbohrt worden.

Da diese über dem marinen Tertiär liegenden Braunkohlensande und Kiese dem liegenden Braunkohlentertiär petrographisch vollständig gleichen, so ist es außerordentlich schwierig, in jedem Einzelfalle zu entscheiden, welche Schichten vorliegen, vor allen Dingen überall da, wo die trennenden marinen Schichten nicht vorhanden oder der Beobachtung entzogen sind. Stellenweise sind die tertiären Sande und Kiese zu mehrere Meter mächtigen, linsenförmigen Quarzitablagerungen durch kieseliges Bindemittel verkittet. Besonders schön aufgeschlossen waren solche Tertiärquarzitlagen oberhalb von Groß-Steinum. Die Abbildung Texttafel 3, Fig. 2, S. 233 zeigt noch einen Rest der hier anstehenden Tertiärquarzitfelsen, die leider inzwischen zum größten Teil zur Gewinnung von Schottermaterial abgebaut worden sind. Sie lassen die merkwürdigen, traubig-wulstigen Oberflächenformen der Quarzitblöcke gut erkennen.

Als Diluvialgeschiebe finden sich diese oft bizarr gestalteten Quarzitblöcke in der weiteren Umgebung ziemlich oft.

10. Das Diluvium.

a) Präglazial.

Als präglaziale Bildungen könnten vielleicht die Schotter einheimischer und hercynischer Gesteine gedeutet werden, welche in den Kiesgruben an der Puritzmühle ältere, tertiäre Sande diskordant überlagern und selbst von feinsandigen Tonen, mit einer gemäßigten Flora, überlagert werden. In den Tonen fanden sich auch vereinzelte nuß- bis faustgroße Geschiebe, allerdings bis jetzt nur solche einheimischer Gesteine.

Die hangenden Tone sind in der Tongrube nördlich der Puritzmühle etwa 5 m mächtig aufgeschlossen. Sie zeigen deutliche

Schichtung und Bänderung, sind äußerst feinsandig, dunkel, z. T. schwarz gefärbt.

Das Vorkommen der größeren Gerölle in dem äußerst feinsandigen Sediment ließe sich wohl nur durch die Annahme von Driftbildung zurzeit der Schneeschmelze im Frühjahr in dem präglazialen Seebecken erklären. Zumeist sind die Gerölle von einer dünnen, blauen Vivianitschicht überkleidet. Kleine, erbsen- bis haselnußgroße Vivianitknollen finden sich auch sonst in den Tonen verbreitet.

In einer 30 cm mächtigen schwarzen Tonschicht auf der Sohle der Grube fanden sich neben zahlreichen, plattgedrückten Schalen von großen Paludinen Pflanzenreste, die nach den Bestimmungen von J. Stoller folgenden Arten angehören und den Charakter der Flora eines gemäßigten Klimas tragen:

Larix sp.
Pinus cf. *silvestris*
Betulaceae
Quercus cf. *robur*
Myriophyllum?
Polygonum cf. *tomentosum.*

b) Grundmoränenreste und Beckentonbildungen.

Reste einer ehemaligen Vergletscherung sind auf den Blättern Königslutter und Süpplingen weit verbreitet und selbst auf dem Kamm des Elm in Gestalt von vereinzelten großen nordischen Geschiebeblöcken vorhanden, worauf s. Z. schon Noack hingewiesen hat[1]). Typische Grundmoräne, Geschiebelehm und nordische Schotter und Sande, die als Auswaschungsprodukte des Geschiebemergels aufzufassen sind, finden sich auf Blatt Königslutter nur noch in kleinen zusammenhängenden Flächen. Wo keine zusammenhängende Grundmoränenreste mehr vorhanden sind, liegen fast überall auf den zu Tage gehenden älteren Gesteinen kleinere und größere nordische Geschiebe verbreitet. Häufiger sind sie

[1]) Noack, Untersuchungen im Elm. Jahresb. d. nat. Ver. Braunschweig 1880, S. 20 u. 37.

im Gebiete der tertiären Sande, wo sie oft ziemlich tief mit dem tertiären Material vermischt liegen, seltener auf den tonigen Gesteinen. Meistens sind es hier typische Windschliffe. Im Lias- und Kreidegebiet von Schandelah ist fast jedes Geschiebe ein deutlicher Dreikanter. Solche Dreikantergeschiebe aber finden sich auch weit verbreitet an der Basis des Lösses und deuten darauf hin, daß die letzten Denudationsvorgänge der Grundmoränenreste auf die Tätigkeit des Windes zur Zeit der Steppenstürme am Schluß der Diluvialzeit zurückzuführen sind.

Auf Blatt Süpplingen liegen größere zusammenhängende Flächen von Grundmoräne in der Herzoglichen Forst zwischen Frellstedt und Helmstedt. Im Bahneinschnitt am Elz wurde die Mächtigkeit des Geschiebemergels mit 12 m festgestellt. Nach Westen, nach dem Tal der Schunter zu, geht die Grundmoräne allmählich in Kiese über, da hier die tonigen Bestandteile ausgewaschen sind.

Auffällig ist, daß die Reste des Geschiebemergels und auch die zahlreichen Kies- und Geröllablagerungen vorwiegend nordischer Gesteine, welche als Auswaschungsrückstände der Grundmoräne aufzufassen sind, hauptsächlich die Kuppen und flachen Gehänge bedecken. In den Tälern dagegen kommt meist mit wenigen Ausnahmen das anstehende Gestein, Mesozoicum oder Tertiär, zum Vorschein. Oft erwecken die Reste der Grundmoräne den Eindruck von Zeugenbergen. Am Nordrande des Blattes Süpplingen zieht sich von Uhry bis Rottorf ein von einer bis 6 m mächtigen Decke von Kies, Schotter und Geröllpackungen überkleideter Rücken hin. Rein morphologisch betrachtet machen diese ungeschichteten Kiesrücken den Eindruck einer Endmoräne, sie sind jedoch nichts weiter als die letzten Erosionsreste einer früher die ganze Gegend bedeckenden Grundmoräne.

Im südlichen Teil der beiden Blätter zieht sich nun als gleichförmige Decke über die Erosionsreste der Grundmoräne der Löß bis in die Täler auf das anstehende Gestein hinab. Aus dieser Diskordanz folgt, daß zwischen der Ablagerung der Grundmoräne und des Lösses gewaltige Erosionsvorgänge liegen. Die Erosion und Denudation der eiszeitlichen Ablagerungen hat aber nicht nur die

Grundmoräne selbst überall bis auf wenige Reste zerstört, sondern auch tiefe Talrinnen in die älteren, mesozoischen und tertiären Schichten hineingeschnitten. Die stark zernagten Formen der eiszeitlichen Ablagerungen sprechen also dagegen, daß wir es mit jugendlichen Ablagerungen aus der letzten Eiszeit zu tun haben. Solche Erosionserscheinungen aber konnten nur gewaltige Wassermengen hervorbringen, wie etwa die Schmelzwässer eines Inlandeises. Ich nehme daher an, daß die in unserer Gegend erhaltenen Grundmoränenreste einer älteren Vereisung angehören und die letzte Vereisung hier überhaupt nicht so weit nach Süden vorgerückt ist, daß aber die Schmelzwässer der letzten Vereisung die gewaltigen Erosionserscheinungen hervorgerufen haben. Außerdem dürfte auch während der Interglazialzeit eine nicht unwesentliche Abtragung der älteren diluvialen Ablagerungen stattgefunden haben.

b) Lokale Vergletscherung und Terrassenschotter.

Nach allem ist es sehr auffällig, daß auf den Höhen und in den Tälern des Elm, abgesehen von vereinzelten großen nordischen Blöcken, keine Grundmoränenreste erhalten geblieben sind. Ihre vollständige Zerstörung durch Denudation ließe sich schwer erklären, zumal man sich kaum vorstellen kann, daß dadurch die Täler des Elm bis in die entferntesten Winkel wieder vollständig ausgeräumt worden sein sollten.

Eine Anzahl neuerer Beobachtungen drängt vielmehr zu der Annahme, daß der Elm wahrscheinlich zur Zeit der jüngeren Vereisung, derweilen seine Abhänge von diluvialen Schmelzwässern umströmt wurden, eine eigene, selbständige Vergletscherung besessen hat, und daß diese Gletschermassen die Moränenbildungen der früheren Eiszeit vollständig wieder fortgeführt haben und gleichzeitig die Täler ausräumten und vertieften.

Die Gestalt der Täler des Elm ist auffällig. Es sind keine typischen Erosionstäler, sondern Täler, die am Eingange des Gebirges einen schmalen Paß haben, nach dem Gebirgsinnern dagegen sich trogartig erweitern, also Kare.

Das Gesteinsmaterial, welches bei der Ausfurchung der Täler

durch die Elmgletscher entfernt worden ist, findet sich nun in mächtigen Schotter- und Geröllablagerungen, vermengt mit wenig nordischem Material, vor den entsprechenden Tälern ausgebreitet wieder. Bei Lucklum ist diese Schotterdecke im Bahneinschnitt der Anschlußbahn der Elmkalkwerke ca. 10 m mächtig aufgeschlossen. Es sind teils mehr oder weniger steinige Sande, teils aber Geröllpackungen und Blockanhäufungen von kopfgroßen und zentnerschweren Gesteinsstücken. Über 95% der Gesteine aber sind hier einheimische und zwar fast ausschließlich Crinoidenkalk von Erkerode, Mittlerer Muschelkalk, Wellenkalk und Röt. Die Ablagerungen machen bisweilen den Eindruck von Lokalmoränen, obwohl im allgemeinen fluvio-glaziale Bildungen vorherrschen. Solche Schotter, vorwiegend einheimischer Gesteine, finden sich nun überall am Fuße des Elm von Löß bedeckt und lassen sich von Luklum bis nach Königslutter hin verfolgen.

Am Südwest-Hange des Elm zieht sich diese Schotterterrasse bis zu 200 m Meereshöhe hinauf und ist hier in zahlreichen Kiesgruben gut aufgeschlossen.

In der Kiesgrube am Walde von Ampleben auf Blatt Schöppenstedt war folgendes Profil in den Schottern aufgeschlossen:

4,00 m Schotter einheimischer Gesteine, fast ausschließlich Muschelkalk
3,00 » diskordant geschichteter Sand und Feinsand
2,00 » Schotter einheimischer und nordischer Gesteine mit einander vermischt (Feuersteine, Kieselschiefer, Granite, Muschelkalk, Keuper usw.).

In der Kiesgrube westlich vom Schoorberg folgten unter 3—6 m Schottern einheimischer, grober, 50—60 cm großer Blöcke und kleinerer Gerölle 2,00 m feinere, gemischte Schotter von einheimischem und nordischem Material.

Diese diluvialen Schotterterrassen sind zweifellos jünger als die in Resten erhaltene Grundmoräne. Doch sind auch in einigen Senken noch glaziale Ablagerungen erhalten geblieben, welche wohl älter sind als die Grundmoräne. Erwähnt wurden bereits die Kiese und Tone von Rieseberg an der Puritzmühle, die möglicherweise präglazialen Alters sind. Dem älteren Diluvium rechne ich aber auch zu die feinsandigen Tone und das Eisenerzlager von Schan-

delah, da sie am Eschernhai und auf Blatt Braunschweig von Resten einer Grundmoräne überlagert werden.

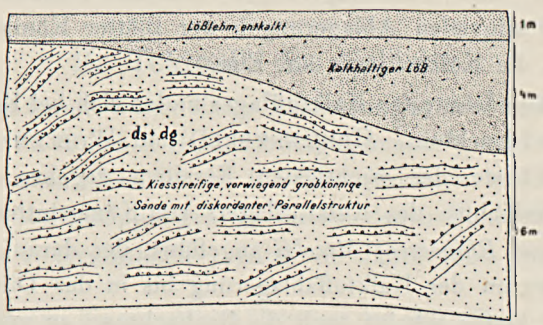
Bezüglich der Ausbildung dieser Schichten verweise ich auf meine frühere Beschreibung der Eisenerzlagerstätte von Schandelah[1]).

Von jüngeren diluvialen Bildungen seien erwähnt Talsande, die hier und da in den Rinnen erhalten blieben, und der Löß.

c) Der Löß.

Der Löß findet sich nur auf dem südlichen Teil der Blätter Königslutter und Süpplingen. Seine Begrenzung nach Norden bildet eine durchaus scharf östlich verlaufende Linie. Während die Gesteine des Elm z. B. überall mit einer dünnen, bis 2 m dicken Decke von Löß bedeckt sind, ist am Dorm keine Spur von diesem zu beobachten. Für dieses eigenartige Problem, daß der Löß so plötzlich mit scharfer Grenze einsetzt und zwar gleich in voller Mächtigkeit, fehlt mir z. Z. noch jede Erklärung. Im allgemeinen ist der Löß fast überall vollkommen entkalkt und verlehmt. Nur da, wo er in größerer Mächtigkeit in alten Vertiefungen abgelagert wurde, hat er in der Tiefe seinen ursprünglichen Kalkgehalt behalten.

Figur 3.

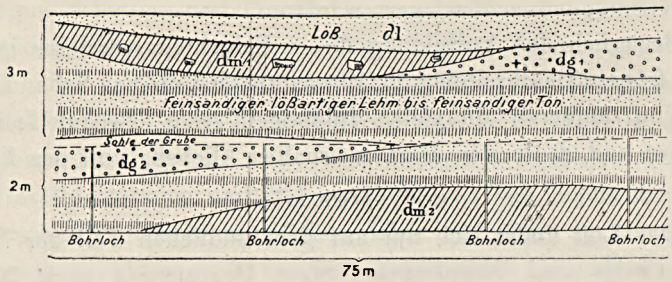


Das vorstehende Profil gibt einen Aufschluß im Löß am Hauptschacht der Grube »Prinz Wilhelm« wieder, welcher diese Verhältnisse erläutert.

---

[1]) E. Harbort, Über das geologische Alter und die wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätte von Schandelah in Braunschweig. Zeitschr. f. prakt. Geologie, XIX. Jahrg. 1911. Heft 9, S. 308–312.

Figur 4.



Zum Schluß sei ein Aufschluß in der Lehmgrube am Gittelberge bei Helmstedt erwähnt, dessen Profil in Figur 4 skizziert wurde. Es scheint, als ob hier der Löß durch eine dünne Grundmoränenablagerung, in der sich zentnerschwere Geschiebe fanden, unterbrochen wurde. Indes dürfte es schwer sein zu entscheiden, ob der feinsandige, lößartige Lehm im Liegenden der Grundmoräne wirklich Löß ist oder entkalkter diluvialer Mergelsand.

11. Das Alluvium.

Neben den Schlick- und Sandablagerungen der alluvialen Talauffüllungen und Torfablagerungen mancher Senken sind die wichtigsten alluvialen Ablagerungen der Blätter Königslutter und Süpplingen die Kalktufflager am Elm.

Die ausgedehntesten Kalktufflager finden sich bei Königslutter, Bornum und Lucklum. Griepenkerl[1]) und Wollemann[2]) haben s. Z. eine Liste der wichtigsten Fossilien gegeben. Aus den liegenden Schichten des Kalktufflagers von Königslutter wird auch ein Zahn von *Rhinoceros Merckii* angeführt, der darauf hindeutet, daß der Beginn der Kalktuffablagerung bis in das Diluvium hinabreicht[3]). Dafür scheint auch die Beobachtung zu sprechen, daß gelegentlich Wechsellagerungen von Kalktuff mit Lößmaterial an

[1]) O. Griepenkerl, Das Kalktufflager von Königslutter. Braunschw. Anz. v. 30. Okt. 1877.

[2]) A. Wollemann, Die Fossilien der Kalktuffe des Elms und Lappwaldes 15. Jahresb. d. Ver. f. Nat. in Braunschweig 1905/07, S. 53—57.

[3]) Nehring, Paläont. und prähistorische Funde im Elm und bei Braunschweig. Jahresb. d. naturhistor. Vereins. Braunschweig 1881, S. 15.

hochgelegenen Stellen des Kalktufflagers beobachtet wurden. Immerhin ist aber diesem Umstande keine allzu große Beweiskraft zuzuschreiben, da das Lößmaterial ja auch sekundär in die Kalktuffabsätze hineingeschwemmt sein kann.

Bezüglich der Fauna des Kalktufflagers am Elm ist zu sagen, daß bis jetzt leider eine systematische Aufsammlung und Bearbeitung der Fossilien noch fehlt, aber vom paläontologisch-stratigraphischen Standpunkt aus sehr wünschenswert wäre, zumal sie auch über die klimatischen Bedingungen der verschiedenen Epochen der Alluvialzeit wichtige Aufschlüsse versprechen würde. GRIEPENKERL erwähnt aus dem Kalktufflager von Königslutter auch Reste vom *Homo sapiens* und ein Feuersteinstück. Letzteres schien mir ein Artefakt zu sein, da neuerdings in den oberen Schichten des ebenfalls alluvialen Kalktufflagers von Walbeck bei Helmstedt[1]) ein menschliches Skelett zusammen mit einer steinzeitlichen, wahrscheinlich mesolithischen Feuersteinlamelle gefunden worden ist. Das in der technischen Hochschule zu Braunschweig in der GRIPENKERL'schen Sammlung aufbewahrte Stück ist in der Tat eine ganz ähnliche, nur kleinere Lamelle, wie Herr Prof. STOLLEY mir freundlichst mitteilte.

II. Tektonik des Gebietes.

Ich habe bereits früher einige Ausführungen über die Lagerungsverhältnisse im östlichen Braunschweig gemacht[2]), und möchte dieselben heute nach Abschluß der Kartierungsarbeiten auf den Blättern Königslutter und Süpplingen in verschiedenen Punkten ergänzen.

Bereits v. STROMBECK[3]) hatte im Jahre 1851 erkannt, daß

[1]) E. HARBORT, Ein menschliches Skelett aus dem Kalktufflager von Walbeck. Zeitschr. f. Anthropologie für 1911, S. 994—998; für 1912, S. 129—130.

[2]) E. HARBORT, Beiträge zur Kenntnis präoligocäner und cretacischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nord-Hannover. Monatsber. d. D. G. G. Bd. 61, Jahrg. 1909, S. 381—391. — Ders. Exkursion zum Dorm bei Königslutter. 3. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover. 1910, S. 3—13.

[3]) v STROMBECK, Über die Erhebungszeit der Hügelketten zwischen dem nördlichen Harzrande und der Norddeutschen Ebene. Zeitschr. d. D. g. G. 1851, S. 361—362. — Ders. Über den Oberen Keuper bei Braunschweig. Ebenda 1852, S. 80.

das Tertiär des Helmstedter Braunkohlenbeckens in übergreifender Lagerung an den Rändern des Beckens sich über die verschiedenen Stufen der Jura- und Triasformation nacheinander auflegt, und daraus mit Recht gefolgert, daß die Hebung der das Braunkohlenbecken begrenzenden Höhenzüge des Elm und Lappwaldes bereits vor Ablagerung der Braunkohlenzeit stattgefunden haben muß. Diese Beobachtungen wurden von Schmierer[3]) für das Gebiet zwischen Flechtinger Höhenzug und Lappwald und von mir dahin ergänzt, daß das Unteroligocän, bezw. das Eocän sich auch noch auf viel ältere Schichten diskordant auflegt, nämlich auf Oberen Zechstein bei Ochsendorf nordwestlich von Beienrode und auf Rotliegendes und Culm am Flechtinger Höhenzuge.

Die Kartierung bei Königslutter hat weiterhin ergeben, daß das Tertiär auch diskordant auf dem Senon von Königslutter und Lauingen lagert. Daraus folgt, daß bereits vor Ablagerung der Braunkohlenformation die Oberflächenkonfiguration des Gebietes nicht sehr verschieden gewesen sein kann von der heutigen, daß also die Hauptstörungsperioden, die Aufrichtung der großen hercynischen Sättel des Magdeburg-Halberstädter Beckens und des Flechtinger Höhenzuges, sowie die spätere stellenweise erfolgte Abtragung der mesozoischen Schichten, in vortertiäre (voreocäne) Zeit zu verlegen ist. Da das Obersenon teilweise noch diskordant von den Tertiärbildungen überlagert wird, so dürfte auch in der Zeit zwischen Obersenon und Ablagerung der Braunkohlenformation die Gebirgsbildung fortgedauert haben.

Gegenüber diesen vortertiären Gebirgsbildungsprozessen erscheinen die nachtertiären, jüngeren recht unbedeutend und sind als posthume zu bezeichnen. Posttertiäre, wahrscheinlich postmiocäne und jüngere Dislokationen spielen in unserem Gebiet gleichwohl eine nicht unbedeutende Rolle. Der Triassattel des Dorm und der Zechstein und Buntsandstein des Barneberg-Offlebener

[3]) Th. Schmierer, Zur Tektonik des oberen Allertals und der benachbarten Höhenzüge. Zeitschr. d. D. G. G. Bd. 61. 1909, S. 499—514. — Ders. Die gebirgsbildenden Vorgänge zwischen Flechtinger Höhenzug und Helmstedter Braunkohlenmulde. 3. Jahresber. des Nieders. geol. Vereins zu Hannover. 1910. S. 217 ff.

Höhenzugs sind rings von Verwerfungen gegen das Tertiär begrenzt und ragen gewissermaßen als Aufpressungshorste aus der tertiären Bedeckung des Helmstedter Beckens heraus. Auch am Ostfuße des Rieseberges lassen sich Verwerfungen gegen das Tertiär nachweisen, und Schollen von tertiären Gesteinen sind sowohl im Dorm als auch im Barneberger Höhenzuge eingesunken. Demnach müssen diese Höhenzüge, die als hercynische Rücken in vortertiärer Zeit bereits bestanden, wahrscheinlich ganz vom Tertiär bedeckt gewesen und dann später durch die tertiäre Bedeckung um mindestens 100 m gehoben sein.

Beherrscht wird die Tektonik des Gebietes offenbar vom Elm, der eine flache, kuppelförmige Aufwölbung von Triasschichten mit umlaufendem Schichtenbau erkennen läßt und den höchsten und ausgedehntesten hercynischen Sattel innerhalb des Magdeburg-Halberstädter Beckens bildet. Im Kern des Elmsattels tritt als älteste Schicht der Röt im Reitlingtal zu Tage. Der zentrale Teil wird von den Schichten des Unteren und Mittleren Muschelkalkes eingenommen, während die peripheren Ränder von Oberem Muschelkalk und Keuper gebildet werden.

Die Aufwölbung dieses breiten, massigen Gebirgszuges ist nun m. E. ganz allmählich erfolgt. Sie begann vielleicht erst am Schluß der Juraformation und dauerte während verschiedener Gebirgsphasen der unteren und oberen Kreidezeit bis in das jüngste Tertiär hinein fort. Verwerfungen mit größeren Sprunghöhen fehlen im Elm vollständig. Die Muschelkalkschichten sind nur in zahlreiche, auf- und absteigende, flache Falten gewellt, wobei die Gesteine naturgemäß bald mehr bald weniger stark zerklüftet wurden, wie dies besonders schön in den Steinbrüchen der Elmkalkwerke bei Hemkenrode zu beobachten ist.

Bei der Aufwölbung des Elm mußten naturgemäß auch größere klaffende Spalten entstehen, ohne daß Verwerfungen mit bedeutender Sprunghöhe damit verbunden zu sein brauchten. An diesen setzte dann die Erosion und Denudation ein und führte zur Herausmodellierung der heutigen Täler des Elm. Die Hauptquellen am Elm treten dem geologischen Aufbau des Elm entsprechend darum auch nicht an Verwerfungen auf, sondern sind Überfallsquellen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Im Gegensatz zu den einfachen Lagerungsverhältnissen des Elm steht die Tektonik des Rieseberges und des Dorm. Ersterer bildet einen senkrecht zur Achse des Elm, also in südwest-nordöstlicher Richtung streichenden Triassattel, dessen Achse sich nach Nordosten hin steil heraushebt. Während der südwestliche Teil des Riesebergsattels noch einigermaßen regelmäßig gebaut ist, bildet der nordöstliche Teil ein unregelmäßiges, von zahlreichen Verwerfungen durchzogenes Schollengebiet von Triasgesteinen. Als älteste Schicht gehen am Nordostfuße des Rieseberges, südlich vom Dorfe Rieseberg, Mittlerer und Unterer Buntsandstein zu Tage.

Die Bohrungen bei Rieseberg und Ochsendorf sowie die Grubenaufschlüsse der Gewerkschaft Beienrode, haben nun mit Sicherheit ergeben, daß der Rieseberg die nach Südosten umgebogene Fortsetzung der Hebungsachse des Dorm bildet, daß also der am Dorm hercynisch streichende Triassattel nordwestlich von Beienrode plötzlich eine um 90° veränderte Streichrichtung annimmt.

Wie bereits früher erwähnt, trafen die Bohrungen bei Ochsendorf unter dem Tertiär sofort das Zechsteinsalzgebirge an und eine etwa auf der Mitte des Sattels angesetzte Bohrung sogar das ältere Zechsteinsalz.

Der Dorm selbst tritt mit modellähnlicher Schärfe als ein rings von Tertiärverwerfungen umgebener Triassattel in die Erscheinung, dessen Umgrenzung die Gestalt eines mit der Spitze nach Nordwesten gerichteten Pfeiles besitzt. Die ältesten Schichten, der Untere Buntsandstein, treten am Nordwestende des Dorm zu Tage. Die Sattelachse fällt also nach Südosten hin ein. Streichende und querschlägige Verwerfungen sind auch innerhalb des Dormsattels nicht selten. Etwa in der Sattelachse verläuft eine streichende Verwerfung, an der der südwestliche Flügel ein wenig über den nordöstlichen überschoben erscheint.

Konstruiert man maßstäblich Querprofile durch den Dorm, so ergibt sich, daß der Dormsattel als Ganzes gegenüber den jüngeren mesozoischen Schichten (Keuper) zu seinen Flanken an nahezu streichend verlaufenden Verwerfungen in die Höhe gehoben erscheint, so daß man von einem aufgepreßtem Sattelhorst sprechen könnte.

Ziemlich unabhängig vom Deckgebirge verhält sich der Aufbau des Salzgebirges, wie ich in einer späteren Abhandlung näher ausführen werde.

Rieseberg und Dorm sind demnach als ein und dieselbe Hebungszone aufzufassen. Der höchste Punkt der gemeinsamen Sattelachse liegt im topographisch tiefsten Teil des Gebietes, nämlich im Schuntertal bei Ochsendorf, und von hier aus fällt die Sattelachse einerseits nach Südosten zum Dorm ab, andererseits nach Südwesten zum Rieseberg hin[1]).

Es scheint, daß das Zechsteinsalzgebirge, also der Kern des Sattels, hier bei Aufrichtung der Schichten den übrigen Gesteinskomplexen vorangeeilt ist. Ein solcher Zwischentypus von normalem Salzsattel und den typischen Zechsteinsalzstöcken von Nord-Hannover bildet aber sicher der südöstliche Teil der Asse-Antiklinale von Groß-Vahlberg bis Jerxheim.

Die Strombeck'sche Übersichtskarte und auch die neuere Kartierung von Höhne[2]) geben bei Groß-Vahlberg auf der Sattelmitte als älteste Schichten Röt an, so daß sich hier ein ganz normaler Muschelkalksattel konstruieren läßt, mit einem Kern von Röt als älteste zu Tage gehende Schichten.

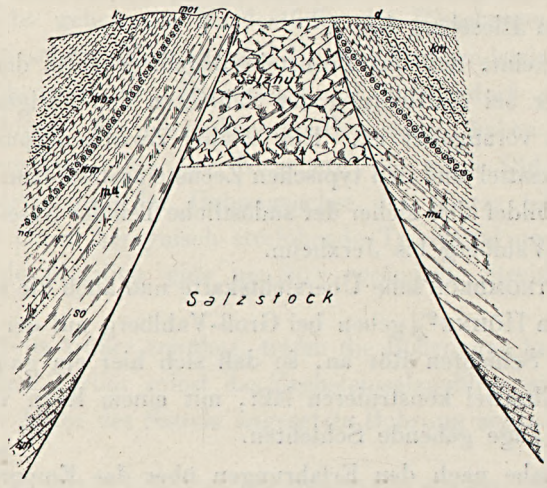
Ich habe nach den Erfahrungen über das Emporsteigen des Salzgebirges an den nordhannoverschen Salzstöcken, und da mir die bei Vahlberg zu Tage tretenden Gipsschichten in ihrer petrographischen Ausbildung nicht mit den sonst bekannten Rötgipsen übereinstimmten, die Überzeugung ausgesprochen, daß der Kern des Asse-Sattels bei Groß-Vahlberg nicht aus Röt besteht, sondern daß hier Residualgips des bei der Aufwölbung vorangeeilten

[1]) Während der Drucklegung erschien ein Vortrag von E. Stolley, Geologische Skizze der Umgegend von Braunschweig. 5 Jahresb. d. niedersächs. geol. Ver. 1912, S. 8ff., der sich auch mit der Tektonik unseres Gebietes befaßt und in wesentlichen Punkten mit der hier gegebenen Darstellung übereinstimmt. Der Auffassung Stolley's, daß das ehemals verbindende Mittelstück (zwischen Dorm und Rieseberg) ganz zerbrochen und eingesunken ist, vermag ich jedoch nicht beizupflichten, wie aus der obigen Darstellung hervorgeht, denn dieses Mittelstück enthält von Tertiär diskordant überlagert die ältesten Schichten.

[2]) E. Höhne, Stratigraphie und Tektonik der Asse und ihres östlichen Ausläufers, des Heeseberges bei Jerxheim. Dieses Jahrbuch für 1911, Teil II, S. 1—105.

Salzgebirges vorliege. Eine auf meinen Vorschlag niedergebrachte Bohrung hat denn auch diese Ansicht bestätigt und direkt unter den Residualgipsen und -anhydriten das Zechsteingebirge angetroffen. Fig. 5 erläutert die Lagerungsverhältnisse und zeigt, daß der anscheinend normale Triassattel in seinem Kern aufgepreßtes Zechsteinsalzgebirge enthält.

Figur 5.



Profil durch den südlichen Teil der Asse bei Kl.-Vahlberg.
Triassattel mit voraufgeeiltem Kern von Zechsteinsalz.

Dieser Typus von Salzaufpressungshorsten, dem im übrigen auch die Salzlagerstätte von Hedwigsburg und Thiederhall mit gewissen Abweichungen entspricht, bildet das Zwischenglied zwischen den normalen tektonischen Zechsteinsalzsätteln auf der einen Seite und den extremen Zechsteinsalzpfeilern und Salzstöcken Nord-Hannovers auf der andern Seite, wo das Salzgebirge aus Teufen bis über 5000 m aufgestiegen ist und heute zwischen jungmesozoischen Kreide- und Juraschichten steckt.

Es besteht somit zwischen den Zechsteinstöcken Nord-Hannovers und den Zechsteinsalzsätteln der hercynischen Triassättel kein prinzipieller, sondern nur ein gradueller Unterschied. Das habe ich auch früher behaupten wollen, als ich in meiner ersten Arbeit

über die nordhannoverschen Salzvorkommen[1]) ausführte, daß diese Zechsteinsalzstöcke die natürliche Fortsetzung der Triassättel des mesozoischen Gebirgslandes in Braunschweig und Nord-Hannover bilden. STILLE[2]) muß mich wohl mißverstanden haben, wenn er meint, daß ich für das Aufsteigen des Salzgebirges in den Salzstöcken Nord-Hannovers andere als tektonische Kräfte annähme. Wenn ich das Aufsteigen des Salzgebirges verglichen habe mit dem Hervorquellen eruptiven Magmas auf Spalten, so sollte damit in erster Linie natürlich nur das heutige Lagerungsbild veranschaulicht werden. Während STILLE indes horizontalen Faltenschub als die Ursache des Aufsteigens der Salzmassen ansieht, glaube ich, daß in erster Linie der vertikal wirkende Gebirgsdruck großer absinkender Schichtentafeln das Salzgebirge auf Spalten und Abbruchsflexuren aufwärts gepreßt hat.

Kehren wir nunmehr zu den Verhältnissen im östlichen Braunschweig zurück. Ich hatte oben darauf hingewiesen, daß die Sattelachse des Rieseberges plötzlich eine um 90° gegen die hercynische Richtung gewendeten Verlauf einnimmt. Dieser abweichenden Streichrichtung des Riesebergsattels parallel verlaufen nun aber, wie schon aus der EWALD'schen Übersichtskarte zu ersehen ist, die Jura- und Kreideschichten von Schandelah und Hattorf, ebenso streichen die Salzhebungslinie vom Ösel, Klein Schöppenstedt, und überhaupt die dem Elm und der Asse sowie dem Dorm nordwestlich vorgelagerten mesozoischen Schichten. Bezüglich des Salzstockes von Klein Schöppenstedt verweise ich auf die wenigen Mitteilungen, die STOLLEY[3]) hierüber gemacht hat, nämlich über die Bohrungen Klein Schöppenstedt I und II, von denen Bohrung II offenbar das Zechsteinsalz selbst angebohrt hat, Bohrung I in der Nähe des Salzstockes eine 25,8° C. warme Thermalsole erbohrte.

[1]) E. HARBORT, Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. Zeitschr. der D. Geol. Ges. 1910, S. 326 ff.

[2]) H. STILLE, Das Aufsteigen des Salzgebirges. Zeitschr. für prakt. Geol. 1911, S. 99.

[3]) E. STOLLEY, Die Ergebnisse zweier Tiefbohrungen in der Umgegend Braunschweigs. XIV. Jahresber. des Vereins für Naturw. zu Braunschweig. 1903/1904.

Das Abweichen dieser Streichrichtung von der normalen ist außerordentlich auffällig, und wir wollen versuchen, es zu erklären.

Auf die verschiedenen Stufen der Jura- und Keuperformation legen sich im Gebiet von Schandelah und Hordorf in den Senken zwischen Elm, Asse und Ösel die Schichten der Unteren Kreide auf. Die Mächtigkeit der unteren Kreideschichten ist außerordentlich gering im Vergleich zu der weiter nördlich gelegener Gebiete. Überall da, wo die ältesten hier vorhandenen Kreidestufen zwischen Elm und Asse, z. B. am Ösel bei Hedwigsburg, erhalten sind, handelt es sich um Strandbildungen. Vom Ösel hat s. Z. G. Müller[1]) die diskordante Auflagerung von Hauterivien-Schichten auf Kohlenkeupersandstein beschrieben. Auch am Westfuße des Ösel scheint sich bei Neindorf das Hilskonglomerat mit *Hoplites noricus* direkt auf Lias und Wellenkalk zu legen. Bei Lucklum und Schandelah liegt das Hilskonglomerat, ebenfalls hier der Hauterivienzone angehörend, bald auf Mittlerem Lias, bald auf Oberem Lias und Braunem Jura diskordant auf. Besonders schön aufgeschlossen ist eine solche diskordante Überlagerung des Hilskonglomerates auf Posidonienschiefer im Bahneinschnitt westlich von Schandelah. Bei Thiede[2]) liegt das Hilseisensteinkonglomerat und die oberen Hauterivientone diskordant auf Mittlerem Lias und dem Residualgips des Zechsteinsalzstockes. D. Brauns[3]) hat ebenfalls schon auf die diskordante Lagerung des Neocoms auf ältere Schichten in Braunschweig aufmerksam gemacht und erkannt, daß die Wealdenzeit eine Periode der Gebirgsbildung für unser Gebiet war.

In der Scholle von Hilskonglomerat auf Jura bei Hordorf sowie im Hilskonglomerat des Schandelaher Eisenbahneinschnittes fand ich neben Geröllen aus dem Jura auch einzelne Muschelkalkgerölle von Hühnereigröße. Es müssen also in Braunschweig zur Hauterivienzeit die Triasschichten zum mindesten schon wieder bis über das Meeresniveau herausgehoben sein.

---

[1]) G. Müller, Beitrag zur Kenntnis der Unteren Kreide am nordwestlichen Harzrande. Dieses Jahrb. 1895.

[2]) Kloos, Petrefakten aus dem Gaultton von Thiede. Jahresber. d. naturw. Vereins Braunschweig, f. 1896/97. S. 184—185.

[3]) D. Brauns, Die Aufschlüsse der Eisenbahnlinie von Braunschweig nach Helmstedt. Z. d. D. g. Ges. 23, 1871, S. 753—755.

Diese Lagerungsverhältnisse aber beweisen, daß vor Ablagerung des Hauteriviens auch im östlichen Braunschweig die älteren mesozoischen Schichten bereits aus ihrer ursprünglich horizontalen Lagerung aufgerichtet und gestört sein mußten, Erscheinungen, wie sie von DENCKMANN und SCHRÖDER seit langem vom nördlichen Harzrande beschrieben worden sind.

Während nun die Neocomschichten hier im Gebiet der hercynischen Sättel nur gering mächtig ausgebildet sind und nur dem oberen Teil der Unteren Kreide vom Hauterivien aufwärts bis zum Gault angehören, beträgt die Mächtigkeit der unteren Kreideschichten in ganz geringer Entfernung, etwa 10 km nördlich von Braunschweig, bereits über 1000 m.

Ich habe im Jahre 1905 [1]) wohl zum ersten Mal darauf hingewiesen, daß die Mächtigkeit der unteren Kreideschichten im nordwestdeutschen Flachlande eine ganz auffallend große ist gegenüber der nur gering mächtigen Ausbildung dieser Formationsgruppen im Bereich des mitteldeutschen Gebirgslandes.

Die Tiefbohrungen, welche seitdem auf Kali und Öl in dem Gebiet zwischen Peine und Gifhorn in den letzten Jahren niedergebracht wurden, haben z. T. noch weitaus größere Mächtigkeiten der Unteren Kreide hier nachgewiesen. So mußte die Bohrung Horst IV, welche vollständig horizontal geschichtete und ungestörte Ablagerungen der Unteren Kreide durchteufte, bei 1239 m in den oberen Schichten der Wealdenformation eingestellt werden.

Die Untere Kreide nördlich von Braunschweig besteht nun aber aus tonigen und sandigen Gesteinen, die nach ihrer Fauna und Facies, wie ich s. Z. ausgeführt habe [2]), sämtlich als Flachseebildungen angesprochen werden müssen. Darauf weist vor allem die benthonische Fauna dieser Gesteine hin, in erster Linie das Auftreten von Linguliden in den schlammigen Gesteinen der meisten Horizonte.

Im Gegensatz zum Gebiet des Elm, der Asse und des Dorm sind

---

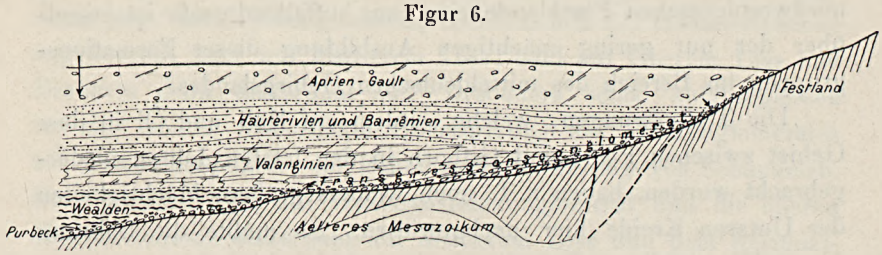
[1]) E. HARBORT, Über die stratigraphischen Ergebnisse von zwei Tiefbohrungen durch die Untere Kreide bei Stederdorf und Horst im Kreise Peine. Ds. Jahrb. 1905, S. 26 ff.

[2]) a. a. O. S. 26 ff.

hier nördlich von Braunschweig aber auch ältere Kreideschichten, Valanginien und Wealden, in großer Mächtigkeit ausgebildet.

Aus allem geht nun zur Genüge hervor, daß von der oberen Jurazeit, spätestens aber vom Wealden ab, ein ganz allmähliches, successives Absinken des nordwestlich von Braunschweig gelegenen Vorlandes stattgefunden hat, daß entsprechend das südlich gelegene Gebiet des hercynischen Berglandes etwa von der oberen Jurazeit an aufstieg und Festland gewesen sein muß und das Kreidemeer nur, zum ersten Mal zur mittleren Neocomzeit, hier und da in die Buchten des südlich gelegenen Festlandes vorgedrungen ist. Gleichzeitig mit dem Absinken des nordwestlichen Gebietes fand aber im gleichen Tempo eine Auffüllung des Beckens durch den von den Flüssen vom Festlande hergeführten Detritus statt. (Vergl. das nebenstehende schematische Profil.)

Figur 6.



Absinken des niederdeutschen Unteren Kreide-Beckens, Übergreifen der verschiedenen Neocom-Stufen über gestörtes Mesozoicum.

Mit diesem allmählichen Absinken des Tieflandes möchte ich nun die veränderte Streichrichtung der Juraschichten von Schandelah usw. und das Umbiegen des Riesebergsattels in diese Streichrichtung in Zusammenhang bringen. Daraus folgt dann aber weiter, daß die erste Anlage der Herauswölbung der hercynisch streichenden Triassättel des Magdeburg-Halberstädter Beckens zum mindesten in die jüngere Jurazeit zu verlegen ist, und die Gebirgsbildung während der ganzen Unteren Kreidezeit fortgedauert hat.

Ich habe bereits oben darauf hingewiesen, daß diese Faltungsperiode hinsichtlich des Ausmaßes der Dislokationen wahrscheinlich die allerbedeutendste gewesen ist.

Es folgt ferner aus diesen Betrachtungen, daß die hercynischen Falten in ihrer Anlage die älteren sind, die südwest-nordöstliche bis nördliche Streichrichtung in Braunschweig dagegen die jüngere ist, oder aber beide Richtungen nahezu gleichzeitig entstanden sein könnten.

Erst mit Beginn des Senons dürfte dann wieder ein großer Teil unseres Gebietes tiefer unter den Meeresspiegel untergetaucht sein, worauf u. a. die batyalen Absätze des Senons von Königslutter hindeuten, welches sich auch diskordant auf verschiedene Stufen der Keuperformation und des Jura auflegt, z. B. nordöstlich von Scheppau auf Lias und Rät, am Steindorenberge bei Lauingen auf Mittleren Keuper.

Über den Zusammenhang zwischen der Gebirgsbildung und den Faciesverhältnissen während der jüngeren Jura- und der Unteren Kreidezeit in größeren Gebieten, nämlich in dem Becken von Niederdeutschland und Südost-England, das ich als das anglobaltische Sedimentationsbecken bezeichnen will, habe ich kürzlich in der Januarsitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vorgetragen und beabsichtige, ausführliche Mitteilungen darüber demnächst in diesem Jahrbuche zu machen. Ich habe dort ausgeführt, daß in diesem Becken der Purbeck-Wealden die geringste Verbreitung besitzt, daß jede folgende, jüngere Stufe in ihrer Verbreitung im allgemeinen über die nächstältere hinweggreift, so daß z. B. das mitteldeutsche Festland der jüngeren Jurazeit erst nach und nach wieder von Meeresablagerungen bedeckt wurde und die zentralen Teile des Beckens immer tiefer sanken.

Ich fasse meine Ausführungen über die Tektonik dahin zusammen, daß wir in Braunschweig eine ganze Reihe von Störungs- und Gebirgsbildungsphasen vom Oberen Jura bezw. von der Unteren Kreide ab aufwärts bis in das jüngste Tertiär verfolgen können, und posthume, auf Salzauslaugung zurückzuführende, anscheinend sogar bis in das Diluvium. Die Hauptdislokationsperiode fällt in die Zeit vom Oberen Jura bis zum Gault, weniger intensiv war die präeocäne-postsenone nnd als letzte Abflauung im Gebirgsbildungsprozeß erkennen wir jungtertiäre, wahrscheinlich miocäne Störungen mit posthumen Nachwirkungen bis in das Diluvium hinein.

Diese durch Transgressionserscheinungen und Schichtenlücken hier und da besonders auffällig in die Erscheinung tretenden Phasen in der Gebirgsbildung sind indes wohl nur Abschnitte eines im großen und ganzen doch kontinuierlichen Senkungsvorganges der nordeuropäischen mesozoischen Hersynklinale, deren Ränder in gleichem Maße als Schollen oder in mehr oder weniger regelmäßigen Antiklinalen und Synklinalen zu Festland auftauchten.

Literaturverzeichnis.

1745—57. Meyer, P., Von den Scheppenstedtischen Fossilien. Braunschw. Anz. 1745; zweiter Abschnitt in 1757, ebenda S. 53 u. 69.

1777. Meinecken, J. C., Sendschreiben an Herrn Hofrat Walch von den Braunschw. Encriniten. Der Naturforscher XI, S. 161.

1821. Ballenstedt, J. G. J., Urgeschichte des Elms. Braunschw. Mag. S. 1.

1825. Keferstein, C., Geognostische Beschreibung der Gegend nördlich von Halberstadt, sowie der Umgegend von Helmstedt mit besonderer Beziehung auf die dort verbreitete Liasformation und deren Äquivalente im Auslande. Kefersteins Teutschland III, Heft 2, S. 319.

1833. Strombeck, A. v., Über die Lagerung von Braunkohlen. Karstens Archiv, R. II, Bd. VI, S. 299.

Unger, v., Über die Erbohrung des Steinsalzes b. Lehrmingen. Mit geogn. Karte von Elm und Asse. Karst. Archiv II, Bd. 23, S. 113.

1837. Roemer, Mitteilungen über Kreide und Jura östlich von Braunschweig. Neues Jahrb. f. Min. usw.

1849. Strombeck, A. v., Beitrag zur Kenntnis der Muschelkalkbildung im nordwestlichen Deutschland. Z. d. D. g. G. I, S. 115.

— Derselbe, Notiz über das Neocom der Umgegend von Braunschweig. Z. d. D. g. G. I, S. 401, 462 ff.

— Derselbe, Notiz über eine neue *Cucullaea* aus dem Muschelkalk aus der Umgegend von Braunschweig und von Rüdersdorf. Z. d. D. g. G. I, S. 398, 451 ff.

— Derselbe, Gedrängte Übersicht der Resultate, welche eine Untersuchung der Muschelkalkbildung der Gegend von Magdeburg und deren des Harzrandes ergeben hat. Z. d. D. g. G. I, S. 87.

1850. Derselbe, Nachtrag zur Beschreibung des Muschelkalks im nordwestlichen Deutschland. Z. d. D. g. G. II, S. 186.

— Derselbe, Über zwei neue Versteinerungen aus dem Muschelkalke. Mit Tafel. Z. d. D. g. G. II, S. 90.

— Derselbe, Über *Terebratula oblonga* Sow. aus dem Neocom in der Gegend von Braunschweig. Mit Tafel. Z. d. D. g. G. II, S. 76.

— Derselbe, Ankündigung der beiden Sektionen Schöppenstedt und Fallersleben von der geognostischen Karte vom Herzogtum Braunschweig, welche im Konzept fast vollendet vorgelegt wurden, und kurze Übersicht der daselbst auftretenden Formationen. Z. d. D. g. G. II, S. 267. Die Karte ist 1856 erschienen. (Vergl. auch Ewald über die v. Strombeck'sche Karte, ibid. IX, S. 91, 1857.)

— Derselbe, Notiz über *Ophiuren* (*Aspidura*) aus dem Muschelkalk der Gegend von Braunschweig (Ekerde am Elm). Z. d. D. g. G. II, S. 295.

1851. Derselbe, Mitteilung über die Verbreitung von *Gervilleia* (*Pterinea*) *polyodonta* in den Höhenzügen nördlich vom Harz, sowie am Harzrande. Z. d. D. g. G. III, S. 133.

— Derselbe, Über die Erhebungszeit der Hügelketten zwischen dem nördlichen Harzrande und der norddeutschen Ebene. Z. d. D. g. G. III, S. 361; vergl. auch Ber. über d. 28. Vers. deutsch. Naturf. zu Gotha.

1852. Lachmann, W., Physiographie des Herzogtums Braunschweig und des Harzgebirges oder Darstellung der oreographischen, hydrographischen, geognostischen, metereologisch-klimatischen, vegetabilischen und zoologischen Verhältnisse des Herzogtums Braunschweig und des Harzgebirges. Teil II: Geognosie. Braunschweig. Mit geognostischer Karte 1 : 200000.

— Cotta, B., Notiz über den Elm bei Braunschweig u. dessen geologischen Bau. Neues Jahrb. f. Min. usw., S. 48.

— Strombeck, A. v., Über den Oberen Keuper bei Braunschweig. Z. d. D. g. G. IV, S. 54—82.

1853. Derselbe, Über den Gault im subhercynischen Hügellande. Z. d. D. g. G. V, S. 501.

— Derselbe, Der Obere Lias und braune Jura bei Braunschweig. Z. d. D. g. G. V, S. 81.

1854. Derselbe, Mitteilung über die Schichtenfolge und Gliederung der unteren Kreideformation in Braunschweig und Ergänzung dazu. Z. d. D. g. G. VI, S. 264 u. 520.

— Derselbe, Über die Echiniden des Hils-Konglomerates im nordwestlichen Deutschland. N. Jahrb. f. Min. usw., S. 641.

1855. Derselbe, Über das geol. Alter von *Bel. mucronata* u. *Bel. quadrata*. Z. d. D. g. G. VII, S. 502. (Lauinger Ob. Kreide!)

— Märtens, K., Über die Kalktuff-Bildung und den Einfluß der Gips-Quellen in dem Thale zwischen Elm und Asse. N. Jahrb. f. Min. usw., S. 33.

— Ewald, Beitrag zur Kenntnis der untersten Liasbildungen im Magdeburgischen und Halberstädtischen. Monatsber. d. Berl. Ak. d. Wiss., S. 1.

1856. Strombeck, A. v., Geognostische Karte des Herzogtums Braunschweig, Sekt. Helmstedt und Sekt. Schöppenstedt. Mit 1 Tafel. Profilen. Braunschweig.

— Derselbe, Über Mißbildungen von *Encrinus liliiformis*. Palaeontographica IV, S. 169.

— Ewald, J., Kurze Mitteilung über den dermaligen Stand unserer Kenntnis von der Verbreitung und Gliederung des Gault im nördlichen Deutschland, z. B. im Braunschweigischen und bei Halberstadt. Z. d. D. g. G. VIII, S. 160.

— Pohlig, H., *Aspidura*, ein mesozoisches Ophiuridengeschlecht. Zeitschr. f. wissensch. Zool. 31, S. 235.

1857. Ewald, J., Kurze Mitteilungen über die Lettenkohlengruppe bei Bernburg, am Nordwestende des Elm, sowie bei Warberg unweit Schöningen und am Hakelgebirge zwischen Egeln und Aschersleben. Z. d. D. g. G. IX, S. 375.

1858. Derselbe, Notiz über die Lettenkohlengruppe bei Erxleben im Magdeburgischen und über Süßwasserkalke in Verbindung mit der Zechsteinformation bei Magdeburg. Z. d. D. g. G. X, S. 226

— Strombeck, A. v., Über das Vorkommen von *Myophoria* (*Trigonia*, *Lyriodon*) *pes anseris* Schloth. sp. Z. d. D. g. G. X, S. 80.

1859. Ottiliae, Die Braunkohlen der Provinz Sachsen. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 1859 u. 1860.

— Weichsel, C. H. A., Über die harten Braunkohlensandsteine der Gegend von Helmstedt und die zwischen Blankenburg, Halberstadt und Quedlinburg vorkommenden gleich harten und ganz ähnlichen Sandsteine und deren Verwendung zur Straßenpflasterung. (Braunschw. Mag., S. 374 und Ber. des Naturw. d. Ver. f. d. Harz. Blankenburg f. 1857 und 1858, S. 18).

1861. Strombeck, A. v., Über den Gault, insbesondere die *Gargas*-Mergel (*Aptien* d'Orb.) im nordwestlichen Deutschland. Z. d. D. g. G. XIII, S. 64.

— Derselbe, Über die Triasschichten mit *Myoph. pes anseris* Schloth. auf der Schafweide zu Lüneburg. Z. d. D. g. G., 12, S. 381. (*M. p.* von Abbenrode und Lelm im Oberen Muschelkalk.)

1862. Meyer, H. v., *Placodus Andriani* aus dem Muschelkalk der Gegend von Braunschweig. Mit Tafel. Palaeontographica X, S. 57 ff.

— Ewald, J., Notiz über den Bonebedsandstein im Magdeburgischen. Z. d. D. g. G. XIV, S. 237.

— Schloenbach, U., Beitrag zur genauen Niveaubestimmung des auf der Grenze zwischen Keuper und Lias im Hannöverschen und Braunschweigischen auftretenden Sandsteins. Mit Tafel. N. Jahrb. f. Min. usw., S. 146.

— Ewald, J., Die Lagerung der oberen Kreidebildungen am Nordrande des Harzes. Monatsber. d. Berl. Ak. d. Wiss., S. 674.

1863. Römer, Fr. Ad., Beschreibung der norddeutschen tertiären *Polyparien*. Als besonderer Abdruck auch erschienen unter dem Titel: Die *Polyparien* des norddeutschen Tertiärgebirges. (Palaeontographica IX, 6. Lief., S. 199).

— Schloenbach, U., Kurze Mitteilung über 3 neue Ammoniten-Species aus dem Mittleren Lias von Calefeld bei Northeim, Rottorf am Kley usw. (Z d. D. g. G. XV., S. 243).

— Derselbe, Über den Eisenstein des Mittleren Lias im nordwestlichen Deutschland, mit Berücksichtigung der älteren und jüngeren Lias-Schichten. Z. d. D. g. G. XV, S. 465.

— Roemer, Fr. Ad., Kurze Mitteilung über Tertiärpetrefakten von Helmstedt. N. Jahrb. f. Min. usw., S. 451.

1864. Grotrian, E. H., Über eine abweichende Bildung des *Encrinus liliiformis* aus dem Muschelkalk der Umgegend von Braunschweig. Ber. üb. d. 38. Vers. Deutsch. Naturf. zu Stettin, S. 78.

1865. Koenen, A. v., De stratis Helmstaedtiensibus oligocaenis inferioribus. Berlin, Dissertation.

— Derselbe, Die Fauna der unteroligocänen Tertiärschichten von Helmstedt. Z. d. D. g. G. XVII, S. 459, Taf. XV u. XVI, Nachtr. S. 702.

— Schloenbach, U., Beitr. z. Pal. d. Jura- u. Kreide-Form. im nordw. Deutschland. 1. T.: Über neue u. weniger bekannte jur. Ammoniten Paläontogr., Bd. 13.

1867. Derselbe, Über *Aspidoceras? liasica* U. Schl., eine neue Krustaceenform aus dem Mittleren Lias [von Rottorf am Kley bei Helmstedt]. Kleine paläontologische Mitteil. II, Jahrb. d. D. K. K. geol. Reichsanst. XVII, S. 593.

1869. Brauns, D., Der Mittlere Jura im nordwestlichen Deutschland. Cassel.

1871. Derselbe, Der Untere Jura im nordwestl. Deutschland. Braunschweig.

— Derselbe, Die Aufschlüsse der Eisenbahnlinie von Braunschweig nach Helmstedt, nebst Bemerkungen über die dort gefundenen Petrefakten, insbesondere über jurassische Ammoniten. Mit Karte 1 : 100000. Z. d. D. g. G. XXIII, S. 746.

— Struckmann, C., Notiz über die Fisch- und Saurier-Reste aus dem Oberen Muschelkalke von Warberg am Elm im Herzogtum Braunschweig. Z. d. D. g. G. XXIII, S. 412.

1872. Koenen, A. v., Über die Phosphorite der Magdeburger Gegend. Sitzungsbericht d. Ges. z. Beförderung d. gesamten Naturw. zu Marburg, S. 137.

1874. Haniel, J., Über das Auftreten und die Verbreitung des Eisensteins in den Jura-Ablagerungen Deutschlands. Z. d. D. g. G. XXVI, S. 59.

— Brauns, D., Der Obere Jura im nordwestlichen Deutschland. Braunschweig.

1877. Nehring, A., Notiz über einen kolossalen Zahn von *Carcharias megalodon* aus dem Oligocän des Silberberges bei Helmstedt. Braunschw. Anz. v. 30. März 1877.

— Griepenkerl, O., Das Kalktufflager von Königslutter. Sitzungsber. d. Ver. f. Naturw. Braunschw. Braunschw. Anz. v. 30. Okt. 1877.

— Strombeck, A. v., Allgemeine geognostische Verhältnisse des Herzogtums Braunschweig. Mitt. des landwirtschaftl. Zentral-Ver. Braunschweig. Vergl. auch R. Bürstenbinder, Die Landwirtschaft des Herzogtums Braunschweig, S. 5, Braunschweig 1881.

— Bölsche, W., Beitr. zur Pal. d. Juraform. im nordwestl. Deutschland. 3. Jahresb. d. naturw. Ver. Osnabrück.

1879. Eck, H., Bemerkungen zu den Mitteilungen des Herrn H. Pohlig über »*Aspidura*, ein mesozoisches *Ophiuridengenus*« und über die Lagerstätte der Ophiuren im Muschelkalk. Z. d. D. g. G. XXXI, S. 35.

1879/80. Nehring, H., Über den Löß, seine Fauna und das Problem seiner Entstehung. Jahresb. d. Naturw. Ver. Braunschw. I.

1880. Noack, Th., Untersuchungen im Elm. 1. Jahresber. d. Ver. f. Naturw. Braunschw. f. 1879/80, S. 20 ff. u. S. 37.

— Dames, W., Die Sauriden des deutschen Muschelkalkes. Pal. Abh. von Dames u. Kayser IV, Heft 2, S. 131. [Ob. Muschelkalk von Königslutter.]

1881. Nehring, *Rhinoceros Merckii* aus dem Tuff vom Elm. Jahresber. d. Naturh. Ver. Braunschweig, S. 15.

— Noack, Versteinertes Vogelnest mit drei Eiern. Jahresber. d. Naturh. Ver. Braunschweig, S. 16.

1882–1884. Geinitz, H. B., Versteinerungen im Phosphoritlager von Helmstedt. Isis 1882, 1884.

1883. Derselbe, Die sogenannten Koprolithenlager von Helmstedt, Büddenstedt und Schlewecke bei Harzburg. Abh. d. Ges. Isis in Dresden, Abt. I, S. 3, 37, 105; z. Th. unter dem Titel: Über neue Funde in den Phosphatlagern von Helmstedt, Büddenstedt u. Schlewecke.

— Friedrich, P., Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora der Provinz Sachsen. Mit Atlas. Abh. z. geol. Karte v. Pr. u. Thür. Staaten IV, Heft 3, auch Mitth. d. Ver. f. Erdkunde zu Halle, S. 17.

1884. Koken, E., Über Fisch-Otolithen, insbesondere über diejenigen der norddeutschen Oligocän-Ablagerungen. Z. d. D. g. G. XXXVI, S. 500; vergl. auch ebenda Bd. XL, S. 297, 1888.

1885. Eck, H., *Trichasteropsis cilicia* Quenst. sp. aus norddeutschem Muschelkalk. Z. d. D. g. G. XXXVII, S. 817.

1888. Müller, G., Beitrag zur Kenntnis der Oberen Kreide am nördlichen Harzrande. Mit 3 Tafeln. Dieses Jahrbuch für 1887, S. 372.

— Frantzen, W. u. Koenen, A. v., Über die Gliederung des Wellenkalkes im mittleren und nordwestlichen Deutschland. Dieses Jahrb. für 1888, S. 440.

1888–1889. Griepenkerl, O., Die Versteinerungen der senonen Kreide von Koenigslutter im Herzogtum Braunschweig. Pal. Abh. v. Dames u. Kayser, Bd. 4, S. 305 ff. Taf. 34–46.

1889. Koken, E., Über fossile Fisch-Otolithen. Sitzungsber. d. Ges. naturf. Fr., S. 117.

— Vollert, M., Der Braunkohlenbergbau im Oberbergamts-Bezirk Halle und in den angrenzenden Staaten. Mit Übersichtskarte. (Festschrift zur Feier des 4. allgemeinen Deutschen Bergmannstages Halle a. S., 4. bis 7. September 1889.) Halle a. S. 1889.

1890. Fritsch, K. v., Über Schichten mit *Amaltheus margaritatus* von Wefensleben. Sitzungsber. d. Naturw. Ver. f. Sachsen u. Thür. Halle.

1889/1894. Koenen, A. v., Das norddeutsche Unteroligocän und seine Molluskenfauna. Abh. der Kgl. Geol. Landesanstalt, Bd. X, Heft 1–7.

1891. Kloos, J. H., Über die im Herzogtum Braunschweig vorkommenden Mineralien, speziell über den Cölestin im Löhnebruch bei Abbenrode, den Kalkspat vom Ith bei Bremke und den Anhydrit im Steinsalz von Thiede. Sitzb. d. Ver. f. Naturw. zu Braunschweig v. 11. Dez.

— Schreiber, A., Vorkommen fester Sandsteinbänke im mitteloligocänen Grünsande bei Magdeburg. Z. d. D. g. G. XLIII, S. 522.

— Koken, E., Neue Untersuchungen an tertiären Fisch-Otolithen II. Z. d. D. g. G. XLIII, S. 77.

— Kloos, Über die geol. Verhältnisse des Untergrundes der Städte Braunschweig und Wolfenbüttel mit besonderer Rücksicht auf die Wasserversorgung. Broschüre.

1892. Wollemann, A., Verzeichnis der im Eisenstein des Lias γ von Rottorf am Kley bei Helmstedt bislang gefundenen Versteinerungen. Verh. d. naturh. Ver. Bonn XLIX, I, S. 107.

— Kloos, Über die Fortschritte der geol. Kartierung des Herzogtums Braunschweig. Br. Tagebl. v. 10. März 1892.

1893/95. Derselbe, Neuere Aufschlüsse betr. die Ausdehnung der Kali- und Magnesiasalze. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig 1893/95, S. 56 u. f.

1894. Bornhardt, W., Über die Erdölvorkommnisse in der östlichen Umgebung der Stadt Braunschweig. Beitr. zur Geol. u. Pal. d. Herzogt. Braunschweig I, S. 61 ff.

1895. Müller, G., Beitrag zur Kenntnis der Unteren Kreide im Herzogtum Braunschweig. Dieses Jahrbuch für 1895, S. 98 ff.

1897. Bode, G., Vorkomnisse aus dem Mittleren Lias bei Schandelah. Jahresb. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S. 187.

— Wollemann, A., Über die Brachiopoden des Hilskonglomerates. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S. 200.

— Frucht, A., Ostreen aus der Quadratenkreide von Braunschweig. Jahresb. d. Naturh. Ver. Braunschweig 1896/97, S. 191.

— Kloos, Petrefakten aus dem Gaultton von Thiede. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig 1896/97, S. 184—185.

1898. Wollemann, A., Über die Verbreitung der Neocomformation in Deutschland. 11. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S. 62.

— Derselbe, Die Bivalven und Gastropoden der Neocomtone der Umgegend von Braunschweig. 11. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S. 84.

— Derselbe, Über Serpula-Arten aus dem Neocom von Braunschweig. 11. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S. 172.

— Kloos, J. H., Über die neuesten Ergebnisse der Kalisalzbohrungen und die Schachtaufschlüsse in der Provinz Hannover. 11. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S. 172.

1899. Wollemann, A., Über Korallen aus dem Hilskonglomerat. 11. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S 199.

— Derselbe, Über das Vorkommen von *Belemnites jaculum* und *Belemnites Brunsvicensis* in Neocomaufschlüssen bei Braunschweig. 11. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S. 199.

— Derselbe, A. und Kloos, J. H., Über das Vorkommen von Bryozoen und Korallen. 11. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S. 200.

— Kloos, J. H., Über Feuersteinabdrücke von Cidaritenstacheln aus Königslutter. 11. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S. 200.

— Wollemann, A., Die Serpula-Arten des Neocoms der Umgegend von Braunschweig. 11. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S. 264.

1901. Bücking, H., Große Carnallite von Beienrode. Sitzungsber. d. Kgl. Pr. Ak. d. Wiss. (phys.-mathem. Klasse), XXIV, S. 1—4.

— Picard, E., Beitrag zur Kenntnis der Glossophoren der mitteldeutschen Trias. Dieses Jahrbuch für 1901, XXII, S. 445—510.

1901/03. Wollemann, A., Ein Aufschluß im Mucronatensenon bei Rotenkamp, nordwestlich von Königslutter. 13. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S. 40—42.

1902. Kloos, J., Über die Bohrungen auf Kalisalze im Norden der Stadt Braunschweig. 12. Jahresber. d. Ver. f. Naturw. zu Braunschweig 1899/1900, 1900/1901, S. 60—64.

— Dorstewitz, A., Geologische Beschreibung der Helmstedter Braunkohlenmulde. Braunkohle, I. Jahrg., S. 195—200, 208—212, 224—227. 2 Taf., 7 Fig. Halle 1902.

1903. Franz, V., Über *Nautilus bidorsatus* und seine Verwandten. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XVII, S. 486—497.

— Langenhan, A., Versteinerungen der deutschen Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper). Liegnitz (Scholz).

— Link, S., Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. N. J. f. Min. XVI. Beil. B., S. 495—513.

1904. Stolley, E., Die Ergebnisse zweier Tiefbohrungen in der Umgegend Braunschweigs. 14. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig. S. 58—62.

— Derselbe, Die Einschnitte der Bahnlinie Schandelah-Öbisfelde in der Juraformation. 14. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S. 63.

1905. Koenen, v., Über Kalksandsteinkonkretionen und fossilführende Kalke an der Basis des Röts. Monatsber. d. D. g. G., S. 157.

1905/07. Wollemann, A., Die Fossilien der Kalktuffe des Elms und Lappwaldes. 15. Jahresber. d. Ver. f. Naturw. in Braunschweig, S. 53—57.

— Stolley, E., Über alte und neue Aufschlüsse und Profile in der Unteren Kreide Braunschweigs und Hannovers. 15. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S. 1—44.

1907. Wüst, E., Studien über Diskordanzen im östlichen Harzvorlande. Zentr.-Bl. f. Min., Stuttgart, S. 81—88.

— Stolley, E., *Pentacrinus Briareus* Miller und *P. subangularis* Miller im norddeutschen Posidonienschiefer. 16. Jahresber. des Naturw. Ver. Braunschweig, S. 126—132.

1909. Harbort, E., Beitrag zur Kenntnis präoligocäner und cretacischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nord-Hannover. Monatsber. d. D. g. G. Bd. 61, S. 381—391.

— Stolley, E., Über den oberen Lias und den unteren Dogger Norddeutschlands. Neues Jahrb. für Min., Geolog. und Paläont. Bd. XXVIII, S. 286—334.

— Schmierer, Th., Zur Tektonik des oberen Allertales und der benachbarten Höhenzüge. Z. d. D. g. G. S. 499—514.

— Stille, H., Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zentralb. f. Min. usw. S. 270—286.

— Keilhack, H., Erdgeschichtliche Entwicklung und geologische Verhältnisse der Gegend von Magdeburg. Magdeburg 1909.

1910. Harbort, E., Exkursion zum Dorm bei Königslutter. 3. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover. 1910. S. III—XIII.

— Schmierer, Th., Die gebirgsbildenden Vorgänge zwischen Flechtinger Höhenzug und Helmstedter Braunkohlenmulde. 3. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. zu Hannover 1910, S. 217—225.
— Mestwerdt, A., Über Faciesverhältnisse im Rät und untersten Lias in Nordwestdeutschland. Ds. Jahrb. 1910, Bd. 31, 2, S. 420 ff.
— Schmierer, Th.: Die stratigraphischen Verhältnisse des Blattes Helmstedt. Dies. Jahrb. 1910, Bd. XXXI, Teil II, Heft 3, S. 508—550.
1911/12. E. Harbort, Ein menschliches Skelett aus dem Kalktufflager von Walbeck in Braunschweig. Zeitschr. f. Ethnol., Heft 6, 1911, S. 994—998. Ebenda 1912, S. 129—130.
1911. Höhne, E., Stratigraphie und Tektonik der Asse und ihres östlichen Ausläufers, des Heeseberges bei Jerxheim. Dieses Jahrbuch für 1911 II, S. 1 ff.
— Grupe, O., Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertales. 4. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover, S. 1 ff.
— Beck, Kurt, Petrographisch-geologische Untersuchung des Salzgebirges an der oberen Aller im Vergleich mit dem Staßfurter und Hannoverschen Lagerstättentypus. Zeitschr. für prakt. Geologie 1911.
— Harbort, E., Über das geologische Alter und die wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätte von Schandelah in Braunschweig. Ztschr. f. prakt. Geol. 1911, 9, S. 308 - 312.
1912. Mestwerdt, A., Das Senon von Boimstorf und Glentorf. Z. d. D. g. G. Bd. 64, 1912. Monatsber. Nr. 7, S. 374—388.
— Stolley, E., Geologische Skizze der Umgegend Braunschweigs. 5. Jahresber. des Nieders. geol. Ver. zu Hannover 1912, S. 7—20.
— Riedel, A., Bericht über die Exkursion zum Ösel und zur Asse. 5. Jahresber. des Nieders. geol. Ver. zu Hannover 1912.
— Riedel, A., Ein diluviales Eisenerzkonglomerat bei Bienrode nördlich von Braunschweig. 5. Jahresber. des Nieders. geol. Ver. zu Hannover 1912, S. 118—122.
— Riedel, A., Beiträge zur Gliederung der Triasformation in Braunschweig und angrenzenden Gebieten. Jahrb. des Provinzial-Museums zu Hannover 1911/12.
1913. Harbort, E., Zur Frage der Aufpressungsvorgänge und des Alters der nordwestdeutschen Salzvorkommen. Zeitschr. »Kali«, 7. Jahrg., 1913, Heft 5, S. 112—121.
— Harbort, E. und Mestwerdt, A., Lagerungsverhältnisse und wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätte von Rottorf am Klei bei Helmstedt. Zeitschr. f. prakt. Geol. XXI, Jahrg. 1913, Heft 3—4, S. 199—202.

Berlin, den 8. Februar 1912, Nachträge 1912—1913.

Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie des oberschlesischen Muschelkalks.

Von Herrn **P. Assmann** in Berlin.

Hierzu Tafel 12.

Der oberschlesische Muschelkalk wurde zuerst von Eck spezieller gegliedert. Seine grundlegende Arbeit »Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien«, der eine Reihe kleinerer Veröffentlichungen vorausgegangen war, erschien im Jahre 1865. Sie unterschied sich von derjenigen der älteren Autoren namentlich dadurch, daß Eck hierin seine stratigraphischen Ergebnisse durch sorgfältige paläontologische Beobachtungen stützte.

Von den kalkigen und dolomitischen Triasschichten stellte Eck die mergeligen Dolomite mit *Myophoria costata* zum Röt, die übrigen Schichten zum Muschelkalk, welchen er nach dem Vorbilde des übrigen Deutschlands in Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalk gliederte. Für den Unteren Muschelkalk gab er eine Mächtigkeit von 500 Fuß, für den Mittleren 40—50 Fuß und für den Oberen 12—40 Fuß an. Im Unteren Muschelkalk unterschied er:

den Himmelwitzer Dolomit,
den Mikultschützer Kalk,
die Terebratel- und Encrinitenschichten,
den Gorasdzer Kalk,
den blauen Sohlenstein,

welche er zusammen für die Äquivalente des Oberen Wellenkalks hielt, ferner

die Schichten von Chorzow,
die kavernösen Kalke,

von denen er glaubte, daß sie den Schichten des Unteren Wellenkalks entsprächen. Außerdem stellte er fest, daß die erzführenden Dolomite im östlichen Oberschlesien als Vertreter der Gorasdzer Kalke, der Terebratel- und Encrinitenschichten und der Mikultschützer Kalke anzusehen seien. Über die Ursache des Auftretens der Dolomite oder ihrer genetischen Beziehungen zu den Kalken hat sich Eck nicht näher geäußert. Als Mittleren Muschelkalk bezeichnete er die versteinerungsleeren Dolomitmergel, welche gelegentlich die Himmelwitzer Dolomite überlagern, während er alle jüngeren Kalke unter dem Namen Rybnaer Kalk zusammenfaßte und wegen des Vorkommens von *Ceratites nodosus* als Oberen Muschelkalk ansprach.

Die von Eck aufgestellte Spezialgliederung ist bis in die neueste Zeit maßgebend geblieben.

Ferdinand Roemer's Darstellungen in seinem Werke über die »Geologie von Oberschlesien« sind im wesentlichen nur Auszüge und Wiedergaben aus der Eck'schen Arbeit. Auch Gürich schließt sich in seinen Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte von Schlesien der Eck'schen Gliederung an. Bei der Besprechung der oberschlesischen Trias führte Wysogorski in der von Frech herausgegebenen »Lethaea« für die Gorasdzer Schichten den Namen Stylolithenkalke ein und hielt jene Schichten für die Äquivalente des blauen Sohlensteins, welchen er nur im östlichen Oberschlesien beobachtet hatte. In den Terebratel- und Encrinitenschichten sowie in den Mikultschützer Kalken sah er die Äquivalente der erzführenden Dolomite. Gürich hat dann später noch im Oberen Muschelkalk den Horizont der Boruschowitzer Mergelschiefer ausgeschieden.

Tietze lehnt sich bei der Beschreibung der geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Krakau[1]) ebenfalls an Eck an. Er faßt alle Schichten unter dem erzführenden Dolomit als Wellenkalk zusammen und scheidet als hangendste Schichten der Schaumkalkgruppe den Nulliporendolomit aus. Gleichzeitig betont er die Schwierigkeit, Eck'sche Unterabteilungen in Westgalizien nachzuweisen.

[1]) Jahrbuch der K. K. geologischen Reichsanstalt für 1887, Wien 1888, S. 19.

Die neueren, im Bereiche der östlichen oberschlesischen Trias zunächst für die Zwecke der oberschlesischen Wasserversorgung von Beyschlag und Michael ausgeführten Untersuchungen brachten dann weitere Fortschritte in der Auffassung und Gliederung dieser Schichten. Die erzführenden Dolomite sind nach den Ergebnissen dieser Untersuchungen nicht die normalen Repräsentanten bestimmter Muschelkalkstufen, sondern die nachträglich bei der Vererzung zur Tertiärzeit dolomitisierten Schaumkalkschichten[1]). Michael wies gleichzeitig darauf hin, daß die von Spaltenzügen ausgehende Dolomitisierung in erster Linie die leicht löslichen Gorasdzer und Mikultschützer Kalke umgewandelt habe, während die tonigen Chorzower Schichten diesem Vorgang so gut wie völlig widerstanden.

Im Jahre 1903 veröffentlichte Michael zunächst folgende Gliederung der oberschlesischen Trias[2]):

Oberer Muschelkalk:	normal Ceratitenkalke Trochitenkalke mit *Encrinus liliiformis* in der Beuthener Erzmulde: mergelige Dolomite	
Mittlerer Muschelkalk:	Mergelige (Zellen-) Dolomite	
Unterer Muschelkalk:	normal	östlich der Ostrauer Störung
b) Schaumkalkgruppe	Diploporendolomit	Eisenschüssige Dolomite mit *Diplopora*
	Spiriferinen und Cidaritenkalke	Eisenschüssige Dolomite mit geschwefelten Erzen in den unteren Schichten
	Terebratelkalke Stylolithenkalke (Wysogorski)	
a) Wellenkalkgruppe	Im Westen	Im Osten
	Saurierkalke	Plattige Kalke
	Kavernöse Kalke	Rhizocorallienkalke (Werksteinbänke)
		Pectenkalke
		Kavernöse Kalke
Röt	Dolomite mit *Myophoria costata*	Kalke und Dolomite mit *Myophoria costata.*

[1]) Vergl. Beyschlag, Über die Erzlagerstätten im oberschlesischen Muschelkalk. Zeitschrift der Deutschen geol. Ges. Bd. 54, 1902, S. 9; referiert in der Zeitschrift f. prakt. Geol. 1902, S. 143. — Michael, Die oberschlesischen Erzlagerstätten; Kohle und Erz 1904 und Zeitschrift d. Deutschen geol. Ges. 1904, S. 134.

[2]) Vergl. Geologen-Kalender 1903.

Bei den späteren Aufnahmearbeiten wurde dann von MICHAEL nachgewiesen, daß die kavernösen Kalke, welche nach ECK die tiefste Stufe des Unteren Wellenkalks darstellen, zum Röt gehören[1]). Er stellte ferner fest, daß kavernöse Kalke fast niemals in Tiefbohrungen zu beobachten seien; man könne daher überhaupt nicht von einem durchgehenden Horizonte der kavernösen Kalke sprechen. Nach seiner Auffassung sind die kavernösen Kalke im wesentlichen nur die durch Atmosphärilien bewirkten Umbildungen nahe der Tagesoberfläche auftretender, ursprünglich mergeliger Rötkalke. In den unveränderten Rötkalken fand er *Myophoria costata*.

Im Unteren Wellenkalk unterscheidet MICHAEL 2 Horizonte, einen unteren Horizont mit krystallinischen, pectenführenden Kalksteinplatten (Pectenkalke), und einen oberen Horizont, der aus plattigen Kalken mit Werksteinbänken besteht, zwischen denen sich in den oberen Partieen Wellenkalkschichten einschalten (Nakloer Werksteinbänke). Zu dieser 2. Abteilung gehört auch der blaue Sohlenstein, der nach MICHAEL's Auffassung kein selbständiges Glied, sondern nur die jeweilig an der Sohle der erzführenden Dolomite auftretende Partie der Chorzower Schichten ist.

Anschließend an seine Arbeiten im südlichen Oberschlesien gibt AHLBURG eine in manchen Punkten abweichende Gliederung und Auffassnng des Unteren Muschelkalkes[2]). Den Oberen Wellenkalk teilt er in den sog. Unteren oder erzführenden und den Oberen oder nulliporenführenden Dolomit ein. Dabei faßt er den Unteren Dolomit als den dolomitisierten Gorasdzer Kalk und den Oberen Dolomit als die Äquivalente der Terebratel- und Encrinitenschichten, des Mikultschützer Kalks, sowie des Himmelwitzer Dolomits auf. Im Unteren Wellenkalk schied er folgende Horizonte aus:

Sohlenkalk
2. Zellenkalkhorizont
Mergelkalkhorizont

[1]) Vergl. R. MICHAEL, Über die Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Tarnowitz 1903 und 1904, Dieses Jahrbuch für 1904, S. 782.

[2]) Vergl. JOH. AHLBURG, Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abh. d. Königl. Geol. Landesanstalt N. F. Heft 50, 1906.

1. Zellenkalkhorizont
Dadocrinuskalke
Lingulabänke.

Die darunter folgenden kavernösen Kalke rechnet Ahlburg wie schon Michael zum Röt.

In Russisch-Polen gliederte Bogdanowitsch den Unteren Muschelkalk wie folgt[1]):

Dolomite von Krże mit *Chemnitzia Haueri* und *Loxonema loxonematoides*
Oberer Dolomit mit *Diplopora*
Unterer erzführender Dolomit
Sohlenstein
Wellenkalk.

Abweichend von Michael und Ahlburg, welche die kavernös verwitternden Kalke mit *Myophoria costata* zum Röt zogen, vereinigt sie Bogdanowitsch wieder mit dem Unteren Wellenkalk, speziell mit seiner Abteilung Wellenkalk. Er habe nach seinen Erfahrungen keinen Grund, sie als selbständigen Horizont auszuscheiden (*Myophoria costata* hat er anscheinend in Russisch-Polen nicht darin gefunden), auch gestatte ihm der lithologische Charakter der Wellenkalk-Abteilung sowie auch ihre von der oberschlesischen etwas abweichende Fauna nicht, sie mit der Zone des *Dadocrinus gracilis* in ihrer reinen Ausbildung (Gogolin) zu vergleichen.

Bei der Betrachtung der Dolomite gelangt Bogdanowitsch zu dem Ergebnis, daß ihm ein bestimmtes Kriterium fehle, um sie jedes Mal kalkigen oder dolomitischen Schichten des oberschlesischen Muschelkalks gegenüberzustellen und betont, Lempicki habe bereits nachgewiesen, daß *Diplopora annulata* schon in den tiefsten Schichten des erzführenden Dolomits anzutreffen sei. Ferner stellt er die obersten Schichten des Sohlenkalks zur Schaumkalkgruppe und parallelisiert seinen unteren erzführenden Dolomit entsprechend der von Wysogorski aufgestellten Gliederung der schlesischen Trias teils mit den Stylolithenkalken von Gorasdze, teils mit den Terebratel-

[1]) Vergl. K. Bogdanowitsch, Materialien zur Kenntnis des Muschelkalkes im Becken von Dombrowa. Mémoires du Comité Géol. nouvelle série. Livr. 35, 1907.

und Encrinitenschichten, während er die Dolomite von Krże und den Oberen Dolomit mit *Diplopora* in der Hauptsache für die Äquivalente der Himmelwitzer Dolomite und der Mikultschützer Schichten, beziehungsweise der erzführenden Dolomite in der Beuthener Mulde hält.

Als zum Oberen Muschelkalk gehörig erwähnt Bogdanowitsch die dolomitischen Mergel mit *Promathildia* von Starchinowo und Wygelsa, die er mit den Trochitenkalken Thüringens vergleicht, sowie die dolomitischen Mergel mit *Myophoria Goldfussi* und *Trigonodus Sandbergeri* von Klimentowo, die er für jünger als die Rybnaer Kalke Eck's erklärt.

Meine Untersuchungen im Muschelkalk haben sich vorwiegend auf die Gegend von Beuthen, Tarnowitz, Rybna, Groß-Wilkowitz, Laurahütte, Mikultschütz, Laband und auf das Dramatal erstreckt, während die Vorkommen im südlichen Oberschlesien, Lendzin, Imielin, Mokrau, sowie die Aufschlüsse bei Gogolin, Leschnitz, Groß-Strehlitz, Himmelwitz und am Annaberge nur begangen worden sind, um nachzuprüfen, inwieweit die gewonnenen stratigraphischen Ergebnisse auch für jene Gebiete Geltung haben. Ferner war vor allem die Gegend des Industriebezirks mit ihren zahlreichen Aufschlüssen über und unter Tage geeignet, Untersuchungen jeder Art durchzuführen.

A. Der Untere Muschelkalk.

Für die Abgrenzung von Röt und Unterem Muschelkalk können in Oberschlesien folgende Gesichtspunkte gelten:

1. das Verschwinden der im Röt auftretenden *Myophoria costata*,
2. das Verschwinden der im Röt auftretenden Feuersteinknollen,
3. das Verschwinden der im Röt auftretenden kavernösen Kalke,
4. das Vorkommen von flaserigen Kalkschiefern im Unteren Wellenkalk,
5. das Auftreten von *Dadocrinus gracilis* im Unteren Wellenkalk.

Nicht sämtliche 5 Kriterien sind für die Festlegung der oberen Rötgrenze im Felde in gleichem Maße brauchbar. So verwittern die Rötschichten nur dann zu kavernösen Kalken, wenn sie an die Oberfläche treten oder von einer nur wenig mächtigen Partie jüngeren Gebirges bedeckt sind. Blieben sie hingegen vor den Einflüssen der Atmosphärilien geschützt, so fehlt ihnen auch die kavernöse Verwitterung. Daher trifft man in Tiefbohrungen nur selten kavernöse Partieen im Röt an.

Ferner wird man *Myophoria costata* in hangendsten Rötkalken meist vergeblich suchen, da sie gerade dort außerordentlich selten vorkommt. Das Auftreten von Feuersteinknollen in den jüngsten Rötkalken ist ebenfalls oft sehr sporadisch. Häufiger findet man sie nur bei Radzionkau und Königshütte, wo sie einzelne Lagen in den obersten Rötschichten bilden.

Besonders wichtig für eine Festlegung der Grenze von Röt und Muschelkalk ist das Auftreten von *Dadocrinus gracilis*, dessen Stielglieder zu Millionen in den »krystallinen« Kalken des Unteren Wellenkalkes enthalten sind.

Mit der ersten Dadocrinusbank beginnt in Oberschlesien der Muschelkalk.

Darüber treten dann auch typische Wellenkalke auf, die den Rötschichten gänzlich fehlen.

Der Untere Muschelkalk besitzt in der Beuthen-Tarnowitzer Gegend eine Mächtigkeit von 105—110 m, wovon auf den Unteren Wellenkalk 40—43 m, auf den Oberen Wellenkalk etwa 50—70 m entfallen.

I. Der Untere Wellenkalk.

Die Gliederung des Unteren Wellenkalkes ist teils von paläontologischen, teils von petrographischen Gesichtspunkten aus erfolgt. Petrographische Merkmale konnten deshalb mit verwendet werden, weil die lithologische Ausbildung der einzelnen Horizonte eine gewisse Gleichmäßigkeit aufweist, die man mit geringen Abweichungen in der Beuthen-Tarnowitzer Gegend ebenso wie bei Gogolin, Mokrau und im südlichen Oberschlesien vorfindet.

Im Unteren Wellenkalk sind folgende Horizonte ausgeschieden worden:

b	7. Dritter oder Oberster Wellenkalkhorizont . . .	7 m	mächtig
	6. Mergelkalkhorizont	6—7 »	»
	5. Zweiter oder mittlerer Wellenkalkhorizont . . .	1—2 »	»
	4. Horizont der Konglomeratbänke	15 »	»
a	3. Zellenkalkhorizont	1—2 »	»
	2. Erster oder Unterster Wellenkalkhorizont . . .	2—2,5 »	»
	1. Horizont der Pecten- und Dadocrinuskalke . . .	8—10 »	»

Hiervon sind die 3 untersten Horizonte zu einer unteren Abteilung, die übrigen zu einer oberen Abteilung zusammengefaßt worden.

a) Die Untere Abteilung des Unteren Wellenkalkes.

1. Der Horizont der Pecten- und Dadocrinuskalke

besteht ganz vorwiegend aus dichten und krystallinen, 10—50 cm mächtigen Kalkbänken von grauweißer, gelblicher oder grauvioletter Farbe. In den Steinbrüchen östlich von Groß-Zyglin (nördlich Tarnowitz) wurden auch rötliche Kalke beobachtet. Die bankigen Kalke wechsellagern in den unteren und oberen Partieen des Horizontes mit flaserigen Kalkschiefern, sog. Wellenkalken, die bis 60 cm mächtig werden. Wo Wellenkalke fehlen, werden die einzelnen Kalkbänke durch dünnschichtige Mergelkalke oder Letten von einander getrennt. Bemerkenswert ist in manchen Gegenden der Reichtum an Glaukonitkörnern, durch deren Auslaugung die Kalke gelegentlich eine schaumig poröse Struktur erhalten. Derartige Schaumkalke trifft man allenthalben auf dem Nordflügel der Beuthener Mulde, ferner in Bobrek (Aufschluß im Grubenhofe der Julienhütte), in Petersdorf bei Gleiwitz, Radzionkau, Naklo usw. an.

Die Schichten der Pecten- und Dadocrinuskalke enthalten zwischen 92 und 98,7% $CaCO_3$. Dieser Kalkgehalt schwankt z. B. bei Naklo und Chorzow zwischen 92 und 96,98%. Kalke mit 98,71% hat man bei Gogolin angetroffen. In der gleichen Weise wechselt der Gehalt an SiO_2. Nach 10 mir vorliegenden Teilanalysen von Naklo beträgt er dort zwischen 1,15 und 5,48%. Der Gehalt an $MgCO_3$ und Fe_2O_3 ist ziemlich gering. Ersterer erreicht ausnahmsweise 2%, letzterer selten mehr als 1%. Al_2O_3 fehlt den krystallinen Kalken fast gänzlich. Schließlich verdient noch der Phosphorsäuregehalt jener Kalke hervorgehoben zu werden,

auf den schon Eck s. Z. aufmerksam gemacht hat. Eck erklärt ihn durch eine Infiltration aus den Saurierknochen, welche nach einer Analyse von Duflos 32,5% Phosphorsäure enthalten sollen. Der Gehalt an Phosphorsäure beträgt nach Eck:

1. in einem Mergelkalk aus Chorzow 0,183%
2. in einem Muschelkonglomerat von Hohenlinde . 0,395 »
3. in einem bituminösen Kalk von Hohenlinde . . 0,193 »

Die krystallinen und schaumigen Kalke dieses Horizontes sind sehr fossilreich, hauptsächlich enthalten sie aber Stielglieder von *Dadocrinus gracilis*, einer Form, die aus dem ozeanischen Triasmeer her nach Oberschlesien einwanderte. Gewöhnlich sind 9—10 dieser Dadocrinusbänke entwickelt. Vereinzelt nehmen die Stielglieder derart überhand, daß der ganze Kalk daraus zu bestehen scheint. Solche Bänke sind stets nur wenige Zentimeter mächtig. Trotz der Häufigkeit der losen Stielglieder trifft man zusammenhängende Stücke von Stielen nur vereinzelt an. Vollständige Kronen gehören zu den Seltenheiten. Im östlichen Oberschlesien sind solche bei Naklo, weiter im Westen bei Gogolin und Sakrau gefunden worden.

Die tieferen Bänke dieses Horizontes sind ferner an *Peeten discites.*

Besonders erwähnt zu werden verdient der große Reichtum an Wirbeltierresten, die sich vornehmlich in den glaukonitischen bezw. schaumigen Kalkbänken vorfinden. Ein klassischer Fundpunkt dafür war früher der Steinbruch im Grubenhof der Julienhütte zu Bobrek, wo die Knochen und Schuppen in einem so mürben Schaumkalk eingebettet waren, daß man sie ohne Schwierigkeit mit der Nadel herauspräparieren konnte. Von dort sind u. a. einige *Saurichthys*-Kiefer und *Cymatosaurus*-Schädel bekannt geworden. Dem gleichen Horizont gehören die Fisch- und Saurierfunde von Krappitz, Gogolin und Sakrau an. Auch die zahlreichen Wirbeltierreste, die H. v. Meyer von Lagiewnik sowie Eck aus Chorzow, Petersdorf und Piekar beschreiben, dürften wohl sämtlich aus den Pecten- und Dadocrinuskalken herrühren.

Aus den gleichen Schichten stammt auch *Capitosaurus silesiacus*, das größte Wirbeltier des deutschen Muschelkalkes. Es wurde im

Jahre 1889 in einem der Gogoliner Brüche gefunden und von H. Kunisch[1]) beschrieben.

Die Conchylienfauna der Pecten- und Dadocrinuskalke ist außerordentlich reich an Individuen, dagegen arm an Arten. Die einzelnen Exemplare sind in der Regel nur als ausgewitterte Steinkerne erhalten, so daß sich namentlich die Gastropoden schlecht bestimmen lassen, obwohl deren Zahl gerade in diesem Horizonte besonders groß ist. Die meisten Versteinerungen führen die krystallinen Kalke, während die dichten Kalke sowie die flaserigen Kalkschiefer relativ arm an organischen Einschüssen sind. In den Wellenkalken trifft man fast ausschließlich *Rhizocorallium commune* an.

Verzeichnis der organischen Einschlüsse.

a) Wirbellose.

Rhizocorallium commune Schmid
Dadocrinus gracilis v. Buch
Dadocrinus Kunischi W. u. V. Spring.
cf. *Encrinus aculeatus* v. Meyer
Pentacrinus dubius Beyr.
Placunopsis ostracina v. Schloth.
Terquemia complicata Goldf.
Terquemia decemcostata Goldf.
Pecten discites Bronn
Prospondylus comtus Giebel
cf. *Lima striata* Goldf.
Lima lineata Goldf.
Velopecten Albertii Goldf.
Hörnesia socialis v. Schloth.
» *subglobosa* Cred.
Gervilleia mytiloides v. Schloth. sp.
» *costata* Quenst.
Mytilus eduliformis Bronn
Myoconcha gastrochaena Giebel
» *Roemeri* Eck
» sp.

[1]) Vergl. H. Kunisch, Labyrinthodonten-Reste des oberschlesischen Muschelkalkes, Zeitschrift d. Deutschen geol. Ges. Bd. 42, S. 377. Berlin 1890.

Myophoria laevigata v. Alberti
» *vulgaris* v. Schloth. sp.
Unicardium Schmidii Geinitz sp.
» *rectangulare* Ahlburg
Pseudocorbula gregaria Münster sp.
Pleuromya musculoides v. Schloth. sp.
Thracia mactroides v. Schloth. sp.
Anoplophora sp.
Serpula valvata Goldf.
Rhabdoconcha Fritschi E. Picard
Coelostylina gregaria v. Schloth. sp.
» *Kneri* Giebel. sp.

b) Wirbeltiere.

Von den oben genannten Fundpunkten sind Wirbeltierreste der nachstehenden Gattungen und Arten beschrieben worden:

Ceratodus serratus Ag.
Acrodus lateralis Ag.
» *immarginatus* Meyer
*cf. *Acrodus substriatus* Schmid sp.
Palaeobates angustissimus Ag. sp.
Hybodus plicatilis Ag.
* » *major* Ag.
Colobodus Chorzowensis Meyer
» *Gogolinensis* Kunisch
* » *varius* Giebel
**Eupleurodus sulcatus* Gürich
**Hybodus tenuis* Ag.
**Hemilopas Mentzeli* Meyer
Saurichthys apicalis Ag.
* » *latifrons* Frech
* » *lepidosteoides* Frech
**Charitodon procerus* Eck
**Pleurolepis silesiacus* Meyer
Gyrolepis tenuirostris Ag.

*) Zitat nach älteren Autoren.

Gyrolepis Albertii AG.
» *maximus* AG.
*cf. *Cladyodon crenatus* PLIEN. sp.
**Placodus* sp.
**Pistosaurus*
**Lamprosaurus Göpperti* MEYER
**Nothosaurus silesiacus* SCHRAMMEN
* » *gracilis* SCHRAMMEN
* » *latissimus* GÜRICH
Cymatosaurus latifrons GÜRICH
**Proneusticosaurus Madelungi* VOLZ
* » *silesiacus* VOLZ
**Dactylosaurus gracilis* GÜRICH
**Capitosaurus silesiacus* KUNISCH.

2. Erster oder Unterster Wellenkalkhorizont.

Die obersten Partieen der *Pecten*- und *Dadocrinus*-Kalke bestehen vorwiegend aus dichten und krystallinen Kalkbänken mit dünnen Mergelkalk- und Wellenkalkzwischenlagen. Nach der Grenze des nächst höheren Horizontes zu werden diese Kalkbänke immer schwächer, die Mergel- und Wellenkalkschichten immer mächtiger. Allmählich verschwinden sie nahezu gänzlich, und wir kommen in Schichten hinein, die fast ausschließlich aus Wellenkalken bestehen. Eine scharfe Grenze zwischen beiden Horizonten besteht nicht. Man wird sie am besten dort ziehen, wo die Mächtigkeit der Wellenkalke die der bankigen Kalke überwiegt. Im südlichen Oberschlesien, in der Umgebung von Groß-Chelm und Chelmek (Galizien) werden beide Horizonte von einer 1 m mächtigen Zellenkalkbank getrennt. Es sind dies hellgelbe bis ockergelbe Kalke, die bei der Verwitterung eine zellige Struktur annehmen. Auch bei Gogolin und Sakrau tritt unter dem ersten Wellenkalkhorizont eine ockergelbe Kalkbank auf, die gelegentlich zellige Struktur zeigt. Diese Zellenkalkbank liegt dort aber mitten in den *Pecten*- und *Dadocrinus*-Kalken und dürfte daher kaum derjenigen von Groß-Chelm und Chelmek entsprechen.

*) Zitat nach älteren Autoren.

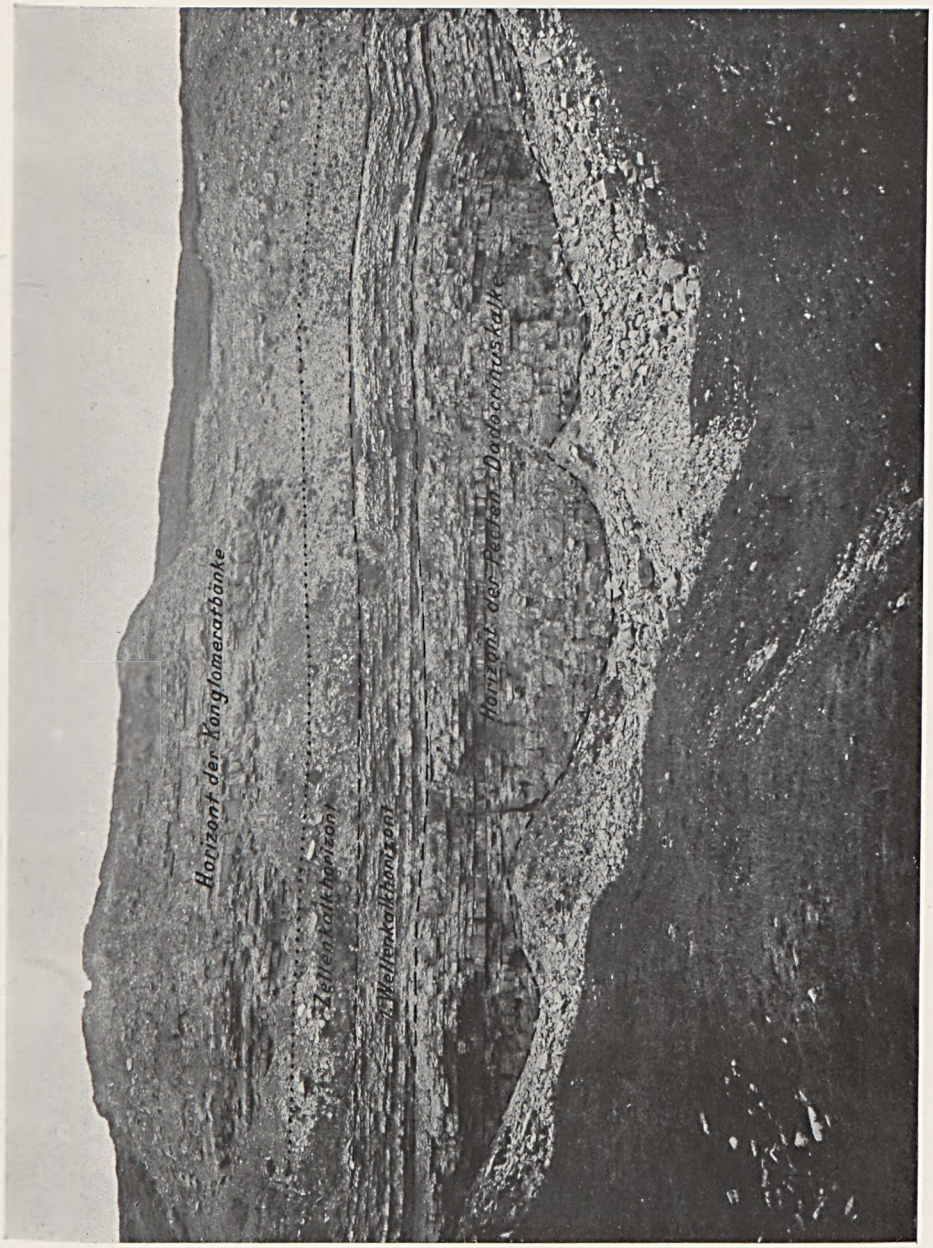
Die Wellenkalke dieses Horizontes sind im allgemeinen etwas feinflaseriger als die der *Pecten*- und *Dadocrinus*-Kalke. Bei der Verwitterung zerfallen sie in kleinere und größere vieleckige Brocken. Der Steinbrucharbeiter bezeichnet diesen Horizont deshalb als Geröllschicht. Für technische Zwecke finden jene Kalke keine Verwendung und werden daher bei der Gewinnung der Kalke des tieferen Horizonts mit anderem Abraum zusammen auf die Halde geworfen.

Den Wellenkalken sind meist einige dichte und krystalline Kalkbänke von 10—30 cm Mächtigkeit eingelagert. Ihre Zahl schwankt und ist in der Gegend von Naklo und Radzionkau größer als südlich von Beuthen. Die dichten Kalke sowie die flaserigen Kalkschiefer sind fossilarm. In der Regel findet man außer Rhizocorallien nur vereinzelte Lamellibranchiaten und *Dadocrinus*-Stielglieder darin vor.

In den krystallinen Kalken ist dagegen eine kleine Fauna nachgewiesen worden. Sie unterscheidet sich nicht wesentlich von derjenigen der *Pecten*- und *Dadocrinus*-Kalke, nur tritt *Unicardium Schmidii* häufiger als früher auf. Fisch- und Saurierreste kommen nur noch sehr vereinzelt vor.

Im übrigen wurden in diesem Horizonte gesammelt:

Rhizocorallium commune Schmid
Dadocrinus gracilis v. Buch sp.
Pentacrinus dubius Beyr. sp.
Pecten discites Bronn
Pecten laevigatus v. Schloth.
Lima striata Goldf.
Cassianella Ecki Joh. Böhm
Hörnesia socialis v. Schloth. sp.
Gervilleia costata v. Schloth. sp.
Gervilleia mytiloides v. Schloth. sp.
Myoconcha gastrochaena Dunker sp.
Myophoria vulgaris v. Schloth. sp.
Thracia mactroides v. Schloth. sp.
Unicardium Schmidii Geinitz sp.
Coelostylina gregaria v. Schloth. sp.
Omphaloptycha turris Giebel. sp.



Großer Steinbruch beim Gutshof in Chorzow (Aufschluß im Unteren Wellenkalk).

3. Der Zellenkalkhorizont.

Von dem ersten Wellenkalkhorizont durch eine schwache *Dadocrinus*-Bank getrennt folgen 1,5—2 m mächtige dunkelgraue, dichte Mergelkalke mit erdigem oder muscheligem Bruch, welche zuweilen bei der Verwitterung hellgelbe bis ockergelbe Farbe und eine zellige Struktur annehmen.

Auf den Vorgang der Zellenkalkbildung brauche ich an dieser Stelle nicht näher einzugehen, da dieser von NEMINAR[1]) und AHLBURG erschöpfend erörtert worden ist.

Die Schichten des Zellenkalkhorizontes unterscheiden sich chemisch von den Kalken der tieferen Horizonte vor allem durch den hohen Prozentsatz an gebundener Kieselsäure. Eine Kalkprobe dieses Horizontes von Naklo enthielt 88,2 % $CaCO_3$, 8,5 % SiO_2 und etwa 3 % $MgCO_3$.

Der Zellenkalkhorizont ist sehr arm an Versteinerungen. Die ockergelben und hellgelben Mergelkalke scheinen gänzlich fossilleer zu sein. Nur die wenigen grauen, dichten Kalkbänke, die niemals gelb gefärbt werden, haben spärliche Reste von *Gervilleia mytiloides*, *Hörnesia socialis*, *Myoconcha gastrochaena* und Stielglieder von *Dadocrinus gracilis* geliefert.

b) Die obere Abteilung des Unteren Wellenkalks.

4. Der Horizont der Konglomeratbänke.

Diese 15 m mächtige Schichtenfolge ist besonders durch das Auftreten von krystallinen Kalkbänken ausgezeichnet, welche zahlreiche Kalkgerölle einschließen. Zwischen Beuthen und Laurahütte kann man 5—6 solcher Konglomeratbänke beobachten. Fünf von ihnen sind in dem Steinbruch am Straßenbahndepot nördlich von Südlagiewnik typisch entwickelt. Die erste Konglomeratbank liegt 2,5—2,7 m über den Zellenkalken. Sie ist 35 cm mächtig, enthält nur wenige gut abgerollte Kalkbrocken, dafür aber zahlreiche kleinere und größere Bruchstücke von Muscheln. Diese Konglomeratbank ist die einzige, welche in einer etwas schärferen

[1]) Vergl. NEMINAR, Über die Entstehung der Zellenkalke. Tscherm. Mineral. Mitteilungen im Jahrbuch der k. k. R.-A. 1875, S. 251.

Brandung des Triasmeeres entstanden sein mag. Die Einschlüsse der anderen Konglomeratbänke sind fast ausschließlich sehr flache, etwas kantengerundete Kalkbrocken, die auf ein schwach bewegtes Wasser zur Zeit ihrer Einbettung schließen lassen.

Von der ersten Konglomeratbank durch eine 10 cm starke Lettenschicht getrennt folgt die 2. Konglomeratbank. Diese ist jedoch nur an einigen wenigen Stellen entwickelt, so z. B. in dem großen Aufschluß bei Chorzow und in dem Steinbruch am Straßenbahndepot bei Südlagiewnik. In der Regel besitzt sie nur spärliche Gerölleinschlüsse. Die 3. Konglomeratbank liegt etwa 3,70 m über der ersten. Sie birgt außerordentlich zahlreiche und große Gerölle. Die 4. und 5. Konglomeratbank, welche 2,00 m bezw. 3,20 m über der dritten auftreten, zeigen die gleiche Ausbildungsweise wie die dritte. Bisweilen ist noch zwischen der 2. und 3. Konglomeratbank eine weitere Kalkbank konglomeratisch entwickelt. Diese ist aber bisher nur bei Hohenlinde und Chorzow beobachtet worden, während sie an anderen Stellen zu fehlen scheint.

Zwischen den Zellenkalken und der ersten Konglomeratbank lagern dünnbankige Kalke von dichtem oder krystallinem Gefüge, die durch dünnschichtige Mergelkalke oder Lettenschichten von einander getrennt werden. Sie gleichen ihrem äußeren Habitus nach sehr den Kalken aus dem Horizonte der *Pecten*- und *Dadocrinus*-Kalke. Zwischen den einzelnen Konglomeratbänken trifft man fast ausschließlich dünnschichtige, graue Mergelkalke an, während sich bankige krystalline Kalke erst wieder über der 5. Konglomeratbank einstellen.

Bei Naklo weicht die petrographische Ausbildung dieses Horizontes insofern etwas ab, als dort die tiefsten Partieen aus einer Wechsellagerung von grauen, stark tonigen, dünnschichtigen Mergelkalken und krystallinen Bänken bestehen, wobei die tonigen Schichten oft mächtiger als die krystallinen Kalke werden. Die Konglomeratbänke besitzen dort geringere Mächtigkeit und zeigen auch keine speziellen charakteristischen Merkmale, nach denen man sie in der beuthener Gegend ohne Schwierigkeit von einander unterscheiden kann. Im Hangenden der konglomeratischen Schichten finden wir wie bei Beuthen dünnbankige, krystalline und dichte Kalke vor.

Faunistisch bietet der Horizont manches Neue. Vor allem ist eine nicht unwesentliche Einwanderung von Formen aus dem ozeanischen Triasmeere der Alpenländer zu bemerken, so z. B. von *Retzia trigonella*, *Spiriferina Mentzeli*, *Lima* aff. *subpunctata* und *Radiolus subnodosus*, von denen einige erst später im Oberen Wellenkalk ihre Hauptverbreitung erlangen. Dieser Umschwung in der Zusammensetzung der Fauna tritt erst allmählich in der Schichtenfolge in Erscheinung. Die Kalke, welche unter der ersten Konglomeratbank liegen, führen noch die gleichen Versteinerungen wie die tieferen Horizonte. Ihre Schichtenflächen werden meist vollständig von *Pleuromya musculoides*, *Gervilleia mytiloides* und einigen Gastropoden bedeckt. Ferner sind in dem Steinbruch am Straßenbahndepot bei Südlagiewnik eine große Anzahl gut erhaltener Exemplare von *Dadocrinus gracilis* und *Dadocrinus Grundeyi* in einer Kalkbank unmittelbar über den Zellenkalken gefunden worden. In ihrer Gesellschaft kamen nicht selten Ophiuren der Gattung *Aspidura similis* vor. Die gleiche Beobachtung ist auch bei Sakrau, Gogolin und Krappitz gemacht worden, wo *Aspidura similis* und *Aspidura scutellata* häufig zusammen mit Kronen von *Dadocrinus gracilis* und *Encrinus aculeatus* auf den Schichtflächen einer Bank der *Pecten*- und *Dadocrinus*-Kalke lagen.

In der ersten Konglomeratbank ändert sich die Fauna vollkommen. Die Gervillien und Pleuromyen verschwinden nahezu gänzlich, dafür stellen sich dickschalige Strandformen, namentlich Austern, ein, z. B. *Terquemia complicata*, *Terquemia decemcostata*, ferner begegnen wir zum ersten Male der *Lima* aff. *subpunctata*, dem *Nautilus bidorsatus* und *Radiolus subnodosus*. Die Kalkgerölle sind meist mit zahlreichen Exemplaren von *Placunopsis ostracina* bedeckt.

In den jüngsten Schichten des Horizontes begegnen wir, wenn auch noch sehr selten, *Spiriferina Mentzeli*, *Cidaris grandaeva* und *Dentalium laeve*. Im Gegensatz zu AHLBURG habe ich Brachiopoden erst in diesen Schichten im oberschlesischen Muschelkalk nachweisen können. AHLBURG erwähnt *Spiriferina fragilis* bereits aus dem ersten Wellenkalkhorizont (Mergelkalkhorizont bei AHLBURG) von Dzieckowitz. ECK führt ferner aus den jüngeren Chorzower Kalken *Discina discoides*, *Retzia trigonella* und *Coeno-*

thyris vulgaris als große Seltenheiten von Chorzow und Danielitz an. Davon stammt *Retzia trigonella* mit Sicherheit aus dem Horizonte der Konglomeratbänke von Danielitz. Von den anderen beiden Formen bleibt dies zweifelhaft, da in dem kleinen Bruche am Gutshof bei Chorzow auch jüngere Schichten anstehen.

Schließlich sei noch ein Vorkommen von Ophiuren erwähnt, welches in dem Steinbruch östlich von Roitza bei Beuthen in der Nähe der Höhe 309,2 beobachtet wurde. Dort steht etwa in der Mitte der Ostwand 0,5 m unter der Rasenkante eine etwa 6 cm mächtige krystalline Bank an, auf deren Oberseite Ophiuren der Art *Aspidura squamosa* in großer Zahl liegen. Die Erhaltung der Formen ist selten schön. Die gleiche Art ist von mir noch in einigen Exemplaren in dem Steinbruch am Straßenbahndepot bei Südlagiewnik nachgewiesen worden. Auch in der Sammlung von Eck befanden sich 2 Exemplare von *Aspidura squamosa*, die, dem Gestein nach zu urteilen, wohl auch aus diesem Horizonte stammen dürften.

An Wirbeltierresten ist dieser Horizont sehr arm. Schuppen und Zähne von *Acrodus*, *Saurichthys* und *Gyrolepis* kommen nur sehr selten vor.

Gastropoden sind nur in den hangendsten Schichten häufig. Eine spezifische Bestimmung ist aber infolge ihrer schlechten Erhaltung gewöhnlich nicht möglich.

Bisher wurden in dem Horizonte der Konglomeratbänke gesammelt:

Rhizocorallium commune Schmid
Dadocrinus Kunischi W. u. V. Spring.
» *gracilis* v. Buch sp.
» *Grundeyi* Jaekel
Pentacrinus dubius Beyr. sp.
Aspidura scutellata Blum.
» *similis* Eck
» *squamosa* E. Picard
Radiolus subnodosus v. Meyer
Cidaris grandaeva Goldf.

**Retzia trigonella* v. SCHLOTH. sp.
Spiriferina Mentzeli DUNKER sp.
Placunopsis ostracina v. SCHLOTH. sp.
Terquemia complicata GOLDF. sp.
» *decemcostata* GOLDF. sp.
Pecten discites BRONN
Lima aff. *subpunctata* D'ORB.
» *striata* GOLDF.
» *lineata* GOLDF.
Velopecten Albertii GOLDF. sp.
Hörnesia socialis v. SCHLOTH. sp.
Gervilleia costata QUENST.
» *mytiloides* v. SCHLOTH. sp.
Myoconcha gastrochaena GIEBEL sp.
Myophoria laevigata v. ALBERTI
» *vulgaris* v. SCHLOTH. sp.
Cypricardia Escheri GIEBEL sp.
Pleuromya musculoides v. SCHLOTH. sp.
Nucula Goldfussi v. ALBERTI
Unicardium Schmidii GEINITZ sp.
Dentalium laeve v. SCHLOTH. sp.
cf. *Worthenia Hausmanni* GOLDF. sp.
Coelostylina gregaria v. SCHLOTH. sp.
Rhabdoconcha Fritschi E. PICARD
Nautilus bidorsatus v. SCHLOTH.
Beneckeia Buchi v. ALBERTI sp.
Saurichthys sp.
Palaeobates angustissimus AG. sp.
Gyrolepis Albertii AG.

5. Der zweite oder mittlere Wellenkalkhorizont.

Über den Schichten des vorbenannten Horizontes folgen wieder 1,5—2,7 m mächtige Wellenkalke. In der Beuthener Gegend bestehen die unteren 1—1,5 m aus grauen, dichten, fein-

*) Zitat nach ECK.

flaserigen Kalkschiefern, während die hangenden Schichten durch grobflaserige Wellenkalke vertreten werden, welche jegliche Schichtung vermissen lassen. Eine schwach konglomeratische Bank schließt diesen Horizont nach oben hin ab. Auf dem Nordflügel der Beuthener Mulde sowie in der Nakloer und Tarnowitzer Gegend ist er nur etwa 1,5 m mächtig entwickelt. Die grobflaserigen Wellenkalke im Hangenden der feinflaserigen Kalkschiefer sind dort meist durch wellig geschichtete, krystalline und dichte Kalke vertreten, welche ohne scharfe Grenze zum nächst jüngeren [Mergelkalk-]Horizont überleiten.

Besonders charakteristisch sind für den zweiten Wellenkalkhorizont einige schwache krystalline Kalkbänkchen, welche öfter auch konglomeratisch ausgebildet und gewöhnlich mit Exemplaren von *Lima subpunctata* ganz erfüllt sind. Daneben enthalten sie auch zahlreiche Schnecken, deren Bestimmung aber wegen ihrer mangelhaften Erhaltung nur selten möglich ist. Die Fauna selbst ist ziemlich arm an Arten; Wirbeltiere fehlen gänzlich.

Es wurden nachgewiesen:

Rhizocorallium commune Schmid
Pentacrinus dubius Beyr. sp.
Lima aff. *subpunctata* d'Orb.
» *striata* Goldf.
Hörnesia socialis v. Schloth. sp.
Myophoria vulgaris v. Schloth. sp.
Coelostylina gregaria v. Schloth. sp.
Omphaloptycha (?) parvula Dunker. sp.

6. Der Mergelkalkhorizont

besitzt allenthalben die gleiche petrographische Entwicklung. Es sind 7—8 m mächtige, gut geschichtete, graue Mergelkalke, denen einzelne wenige dünne krystalline Bänke eingelagert sind. Die Mergelkalke selbst sind nahezu fossilleer; die in diesem Horizont gesammelte Fauna stammt fast ausschließlich aus den krystallinen Lagen.

Die Fauna der Mergelkalke unterscheidet sich wieder nicht unwesentlich von derjenigen der tieferen Schichten. Die Gastro-

poden sowie die Lamellibranchiaten treten hier auf Kosten der Brachiopoden zurück, von denen namentlich *Spiriferina Mentzeli* und *Coenothyris vulgaris* häufig sind. *Radiolus subnodosus* und *Cidaris grandaeva* gehören nach wie vor zu den größten Seltenheiten. Stielglieder von *Dadocrinus gracilis* werden seltener, dagegen solche von *Pentacrinus dubius* häufiger. Endlich sei noch erwähnt, daß *Dentalium laeve* in den tiefsten Schichten dieses Horizontes seine Hauptverbreitung besitzt, in den obersten Schichten wird es bereits sehr selten, und im nächstjüngeren Horizont fehlt es gänzlich.

Aus dem Mergelkalkhorizonte sind bekannt geworden:

Rhizocorallium commune SCHMID
Dadocrinus gracilis v. BUCH sp.
Pentacrinus dubius BEYR. sp.
Radiolus subnodosus v. MEYER
Cidaris grandaeva GOLDF.
Retzia trigonella v. SCHLOTH. sp.
Spiriferina fragilis v. SCHLOTH. sp.
» *Mentzeli* DUNKER sp.
Terebratula (Coenothyris) vulgaris v. SCHLOTH. sp.
Placunopsis ostracina v. SCHLOTH. sp.
Terquemia decemcostata GOLDF. sp.
Pecten discites BRONN
Lima striata GOLDF.
» aff. *subpunctata* D'ORB.
Hörnesia socialis v. SCHLOTH. sp.
Gervilleia costata QUENST.
Myoconcha gastrochaena GIEBEL sp.
Myophoria vulgaris v. SCHLOTH. sp.
Nucula Goldfussi v. ALBERTI
Cypricardia Escheri GIEBEL sp.
Pleuromya musculoides v. SCHLOTH. sp.
Unicardium Schmidii GEINITZ sp.
Dentalium laeve v. SCHLOTH. sp.
Beneckeia Buchi v. ALBERTI sp.
Ceratites sp.

7. Der dritte oder oberste Wellenkalkhorizont.

Die jüngsten Schichten, welche in Oberschlesien dem Unteren Wellenkalk angehören, sind etwa 7 m mächtig. Petrographisch bestehen sie in den oberen Lagen überwiegend aus Wellenkalken, während in den unteren Partieen dünnbankige krystalline und dichte Kalke vorherrschen, die durch schwache tonig-lettige Zwischenlagen von einander getrennt werden.

Eck bezeichnete jene Schichtenfolge als »blauen Sohlenstein«, da hauptsächlich die Wellenkalke in Aufschlüssen unter Tage blaugrau gefärbt erscheinen.

Die Fauna dieses Horizontes zeigt schon eine enge Verwandtschaft mit derjenigen des Oberen Wellenkalks, weshalb jene Schichten von einigen Autoren früher schon zum Oberen Wellenkalk gestellt wurden. Die häufigsten Fossilien, die der Fauna des dritten Wellenkalkhorizonts ihr besonderes Gepräge verleihen, sind: *Terebratula (Coenothyris) vulgaris*, *Terebratula (Waldheimia) angusta*, *Retzia trigonella*, *Spiriferina Mentzeli*, *Spiriferina fragilis*, *Terquemia decemcostata*, *Lima striata*, *Dentalium torquatum*, *Cypricardia Escheri*, sowie große Crinoidenstielglieder, die wahrscheinlich zu *Encrinus spinosus* oder zu *Encrinus Carnalli* gehören.

Wie schon im Mergelkalkhorizont haben wir auch in diesem Horizont ein Vorherrschen der Brachiopoden, gegenüber welchen die Gastropoden und Lamellibranchiaten stark zurücktreten. *Waldheimia angusta* gehört in der Gegend von Broslawitz, Ptakowitz, Tarnowitz und Georgenberg mit zu den häufigsten Versteinerungen jener Schichten, bei Friedrichswille und Scharley ist sie sehr selten, und weiter südlich scheint sie gänzlich zu fehlen. Auch Ahlburg erwähnt, daß er sie im südlichen Oberschlesien nicht gefunden hätte: Schließlich sei noch bemerkt, daß in den Gegenden, wo *Waldheimia angusta* häufig vorkommt, *Coenothyris vulgaris* selten ist, und umgekehrt.

Dentalium laeve wird in diesem Horizont durch das etwas zierlichere *Dentalium torquatum* vertreten. Zu den bisher bekannten Echinoidea kommen in diesem Horizont noch *Radiolus Wächteri* und *Cidaris transversa* hinzu. *Radiolus subnodosus* ist nach wie vor sehr selten. Ich habe bisher von dieser Art nur

zwei Stacheln bei Scharley (Aufschluß in der Nähe des Bahnhofs an der Straße nach Dombrowa) gefunden. Täfelchen und Stacheln von *Cidaris transversa* und *Cidaris grandaeva* sind hingegen häufiger.

Die Crinoiden werden im wesentlichen durch eine Art vermehrt, deren Stielglieder einen Durchmesser von 7—8 mm erreichen und dem Beobachter auch sofort infolge ihrer Häufigkeit auffallen. Wahrscheinlich gehören sie zu *Encrinus Carnalli* oder *Encrinus spinosus*. Eine Entscheidung darüber war bisher nicht möglich, da noch keine Kronen gefunden worden sind. Eck[1]) erwähnt dieselben als *Encrinus* cf. *liliiformis*.

Wirbeltierreste kommen in diesen Schichten nur sehr spärlich vor, dagegen sind einige Ammoniten aus der Familie der Ceratiten bekannt geworden, die aber nur als große Seltenheiten zu betrachten sind.

Verzeichnis der organischen Einschlüsse:

Rhizocorallium commune Schmid
Dadocrinus gracilis v. Buch sp.
Pentacrinus dubius Beyr. sp.
Encrinus aculeatus v. Meyer
» cf. *Carnalli* Beyr.
Cidaris grandaeva Goldf.
**Radiolus Wächteri* Münster
Cidaris transversa v. Meyer
* » cf. *subnobilis* Münster
Radiolus subnodosus v. Meyer
Discina discoides v. Schloth. sp.
Retzia trigonella v. Schloth. sp.
Spiriferina fragilis v. Schloth. sp.
» *Mentzeli* Dunker sp.
Terebratula (*Coenothyris*) *vulgaris* v. Schloth. sp.
» (*Waldheimia*) *angusta* v. Schloth. sp.

[1]) Eck führt im allgemeinen alle größeren Crinoidenstielglieder im Unteren Wellenkalk unter dieser Bezeichnung auf. So kommt es, daß er aus den Chorzower Kalken und aus dem blauen Sohlenstein zweifellos von einander verschiedene Formen mit *Encrinus liliiformis* verglich.

*) Zitat nach Eck.

Placunopsis ostracina v. Schloth. sp.
Terquemia complicata Goldf. sp.
» *decemcostata* Goldf. sp.
Pecten discites Bronn
Prospondylus comtus Giebel sp.
Lima aff. *subpunctata* d'Orb.
» *striata* Goldf.
» *lineata* Goldf.
» *costata* Goldf.
Hörnesia socialis v. Schloth. sp.
» *subglobosa* Credner
Gervilleia mytiloides v. Schloth. sp.
Myophoria cardissoides v. Alberti
Macrodon impressum Münster sp.
Cypricardia Escheri Giebel sp.
Unicardium Schmidii Geinitz sp.
» *rectangulare* Ahlburg
Serpula valvata Goldf.
Dentalium torquatum v. Schloth. sp.
cf. *Undularia scalata* v. Schloth. sp.
Worthenia
* *Turritella similis* Münster
Euomphalus arietinus v. Schloth. sp.
Nautilus bidorsatus v. Schloth.
Hungarites Strombecki Griep. sp.
Beneckeia Buchi v. Alberti sp.
Balatonites Ottonis v. Buch sp.
Palaeobates angustissimus Ag. sp.
* *Placodus*-Zähne.

Nachstehende 3 Analysen sind von Proben aus den hangendsten Schichten des dritten Wellenkalkhorizontes hergestellt worden. Alle 3 Proben waren durch Eisenoxydhydrat dunkelbraun gefärbt und sind bei Baingow, nördlich von Laurahütte,

*) Zitat nach Eck.

entnommen worden. In der Probe 1, welche unmittelbar aus dem Liegenden der erzführenden Dolomite herrührt, ist die Kohlensäure z. T. dolomitisch gebunden. Erstaunlich hoch ist oft der Prozentsatz an gebundener Kieselsäure jener Kalke, welcher nach den freundlichen Angaben des Leiters der Bleischarleyer Wäsche, Herrn Dipl.-Ing. ARNOLD, bis zu 19 % steigen kann.

	1	2	3
SiO_2[1]) . .	1,74	4,76	10,10
Al_2O_3 . . .	0,99	0,30	0,53
Fe_2O_3 . . .	1,16	0,28	0,66
FeO . . .	6,24	0,28	0,35
MnO . . .	0,82	0,05	0,13
ZnO . . .	0,22	0,20	0,29
CaO . . .	31,41	52,08	47,14
MgO . . .	14,08	0,88	1,71
H_2O . . .	0,17	0,20	0,39
CO_2 . . .	43,29	40,79	38,64
Pb	—	0,09	0,06
S	—	0,04	0,03
P_2O_5 . . .	Sp.	Sp.	Sp.
	100,12 %	99,95 %	100,03 %

Wichtige Aufschlüsse im Unteren Wellenkalk.

Die Verbreitung des Unteren Wellenkalks in Oberschlesien ist genugsam bekannt, so daß ich an dieser Stelle nicht weiter darauf zurückzukommen brauche.

Aufschlüsse sind überaus zahlreich vorhanden, namentlich in der unteren Abteilung, deren Kalke vielfach für technische Zwecke im Steinbruchbetrieb gewonnen werden. Die Schichten der oberen Abteilung findet man seltener aufgeschlossen, da sich diese Kalke für eine technische Verwertung weniger eignen. Bei

[1]) Sämtliche Angaben der 3 Analysen beziehen sich auf lufttrocknes Material; der angegebene Wassergehalt (unter 120° C) gibt die von der einzelnen Probe beim Zerkleinern usw. aufgenommene Feuchtigkeitsmenge an.

ihnen ist man daher hauptsächlich auf Gelegenheitsaufschlüsse, wie Bahneinschnitte, Kanalisationsgräben, Böschungen usw., angewiesen.

Einige der wichtigsten Aufschlüsse im Unteren Wellenkalk Oberschlesiens sind:

1. Steinbruch am Straßenbahndepot nördlich von Südlagiewnik; es stehen an: Horizont 1—6.
2. Steinbrüche nördlich von Chorzow; es stehen an: Horizont 1—6.
3. Steinbruch von Michalkowitz; es stehen an: Horizont 1—3, 4 (teilweise).
4. Steinbruch am südöstlichen Ende von Hohenlinde; es stehen an: oberer Teil vom Horizont 1, 2, 3, untere Abteilung von 4.
5. Steinbruch bei Mathiasgrube: es stehen an: Horizont 1—3.
6. Steinbruch im Hof der Julienhütte zu Bobrek; es stehen an: Horizont 1 und 2.
7. Steinbrüche beim Bahnhof Radzionkau; es stehen an: Horizont 1—3.
8. Steinbrüche am Bahnhof Naklo; es stehen an: Horizont 1—3.
9. Steinbruch des Herrn Silbermann in Naklo; es stehen an: Horizont 1—3, teilweise auch 4.
10. Steinbruch bei Whs. Bienhof, südlich Laurahütte; es stehen an: Horizont 1—3, teilweise auch 4.
11. Steinbrüche bei Mokrau; es stehen an: Horizont 1—3, teilweise auch 4.
12. Steinbrüche bei Sakrau und Gogolin; es stehen an: Horizont 1—3, teilweise noch 4.
13. An der Böschung des Flutgrabens östlich von Scharley; es stehen an: teilweise Horizont 6 und Horizont 7.
14. Im Bahneinschnitt der Grubenbahn bei Bahnhof Chorzow; es stehen an: Horizont 6 und 7.

Zusammenstellung der für den Unteren Wellenkalk gegebenen Parallelisierungen.

	Eck 1865 u. Roemer 1870	Michael 1903—1906	Ahlburg 1906 für das südl. Oberschlesien	Nach obigen Ausführungen
	Blauer Sohlenstein	Blauer Sohlenstein	Sohlenkalk	7) Dritter oder oberster Wellenkalkhorizont
Schaumkalkgrenze . . .	Chorzower Kalk	Nakloer Werksteinbänke mit Wellenkalkzwischenlagen in den oberen Partieen	Sohlenkalk	6) Mergelkalkhorizont 5) Zweiter oder mittlerer Wellenkalkhorizont 4) Horizont d. Konglomeratbänke
			Zweiter Zellenkalkhorizont	3) Zellenkalkhorizont
			Mergelkalkhorizont	2) Erster oder unterster Wellenkalkhorizont
		Pectenkalke	Erster Zellenkalkhorizont Dadocrinuskalke Pectenkalke	1) Horizont der Pecten- und Dadocrinuskalke
Grenze zwisch. Buntsandstein u. Muschelkalk	Kavernöse Kalke	Kavernöse Kalke	Lingulabänke Kavernöse Kalke	Rötkalke

des oberschlesischen Muschelkalks.

Aus obiger Zusammenstellung geht hervor, daß die Chorzower Kalke Eck's die Äquivalente der Horizonte 1—6, der blaue Sohlenstein das Äquivalent des Horizonts 7 sind. Michael's Pectenkalke entsprechen dem Horizont 1, die Nakloer Werksteinbänke den Horizonten 2—6, der blaue Sohlenstein dem Horizont 7. Da Michael im blauen Sohlenstein nur das jeweilig Liegende des erzführenden Dolomits erblickte, zog er zwischen ihm und den liegenden Schichten keine scharfe Grenze. Ahlburg faßte die Horizonte 4—7 unter dem Namen Sohlenkalk zusammen, der nach seinen Angaben im südlichen Oberschlesien nur 12 m mächtig sein soll; im übrigen entspricht sein Mergelkalkhorizont dem Horizont 2, der obere Zellenkalkhorizont dem Horizont 3, die Pectenkalke und Dadocrinuskalke zusammen dem Horizont 1, während seine Lingulaschichten von mir noch dem Röt zugezählt werden.

Unterzieht man die Fossilienlisten der oben besprochenen 7 Horizonte des Unteren Wellenkalkes einer kritischen Durchsicht, so ergibt sich, daß die Faunen der Horizonte 1—3 keine wesentlichen Verschiedenheiten aufweisen.

Die in diesen Schichten vorkommenden Versteinerungen sind ganz überwiegend Lamellibranchiaten, Gastropoden und Crinoiden. Cephalopoden und Brachiopoden fehlen gänzlich. Außerdem kommen, namentlich in den tieferen Partieen, zahlreiche Wirbeltierreste vor. Wesentlich anders ist dies in den jüngeren Schichten des Unteren Wellenkalkes. Hier treten die Zweischaler und Gastropoden etwas zurück; dafür stellen sich eine Reihe von Brachiopoden und Cephalopoden ein, die noch zusammen mit einigen Echinoiden der Fauna ein ganz anderes Gepräge verleihen. Der Umschwung vollzieht sich, wie wir gesehen haben, allmählich.

Aus diesen Gründen halte ich es für gerechtfertigt, die Horizonte 1—3 zu einer unteren Abteilung und die Horizonte 4—7 zu einer oberen Abteilung zusammenzufassen.

Auch Ahlburg kam s. Z. auf Grund analoger Betrachtungen zu dem gleichen Schluß. Er fand, daß bereits in den Konglomeratschichten *Spiriferina fragilis*, *Coenothyris vulgaris*, *Retzia trigonella* u. a. m. vorkommen, die den tieferen Schichten fehlen.

Infolge ihrer geringen Mächtigkeit gliederte er im südlichen Oberschlesien die Schichtenfolge über dem 2. Zellenkalkhorizont nicht spezieller, sondern faßte sie unter dem Namen Sohlenkalk zusammen. Zugleich hob er hervor, daß die Fauna des Sohlenkalkes im Gegensatz zu derjenigen der tieferen Schichten Anklänge an die des Oberen Wellenkalks besitze.

Die Fauna der unteren Abteilung des Unteren Wellenkalks:

Rhizocorallium commune SCHMID
Encrinus aculeatus MEYER
Pentacrinus dubius BEYR. sp.
Dadocrinus gracilis v. BUCH sp.
» *Kunischi* W. u. V. SPRING.
Placunopsis ostracina v. SCHLOTH. sp.
Terquemia complicata GOLDF. sp.
» *decemcostata* GOLDF. sp.
Pecten discites BRONN
Pecten laevigatus v. SCHLOTH.
Prospondylus comtus GIEBEL sp.
Lima striata GOLDF.
» *lineata* GOLDF.
Velopecten Albertii GOLDF. sp.
Cassianella Ecki J. BÖHM
Hörnesia socialis v. SCHLOTH. sp.
Gervilleia costata QUENST.
» *mytiloides* v. SCHLOTH. sp.
Mytilus eduliformis BRONN
Myophoria vulgaris v. SCHLOTH. sp.
» *laevigata* v. ALBERTI
Myoconcha gastrochaena GIEBEL sp.
» *Roemeri* ECK
» sp.
Nucula Goldfussi v. ALBERTI
Pseudocorbula gregaria MÜNSTER sp.
Unicardium Schmidii GEINITZ sp.
» *rectangulare* AHLBURG

Pleuromya musculoides v. Schloth. sp.
Thracia mactroides v. Schloth. sp.
Anoplophora sp.
Rhabdoconcha Fritschi E. Picard
Coelostylina gregaria v. Schloth. sp.
» *Kneri* Giebel sp.
Omphaloptycha turris Giebel sp.
» (?) *parvula* Dunker sp.
Serpula valvata Goldf.
Ceratodus serratus Ag.
Acrodus lateralis Ag.
» *immarginatus* Meyer
*cf. *Acrodus substriatus* Schmid sp.
Palaeobates angustissimus Ag. sp.
Hybodus plicatilis Ag.
* » *major* Ag.
Colobodus Chorzowensis Meyer
» *Gogolinensis* Kunisch
* » *varius* Giebel
**Eupleurodus sulcatus* Gürich
**Hybodus tenuis* Ag.
**Hemilopas Mentzeli* Meyer
Saurichthys apicalis Ag.
* » *latifrons* Frech
* » *lepidosteoides* Frech
**Charitodon procerus* Eck
**Pleurolepis silesiacus* Meyer
Gyrolepis tenuirostris Ag.
» *Albertii* Ag.
» *maximus* Ag.
**cf. *Cladyodon crenatus* Plien. sp.
**Placodus* sp.
**Pistosaurus*
**Lamprosaurus Göpperti* Meyer

*) Zitat nach älteren Autoren.

* *Nothosaurus silesiacus* Schrammen
* » *gracilis* Schrammen
* » *latissimus* Gürich
Cymatosaurus latifrons Gürich
* *Proneusticosaurus Madelungi* Volz
* » *silesiacus* Volz
* *Dactylosaurus gracilis* Gürich
* *Capitosaurus silesiacus* Kunisch.

Die Fauna der oberen Abteilung des Unteren Wellenkalks:

Rhizocorallium commune Schmid
Encrinus aculeatus v. Meyer
» cf. *Carnalli* Beyr.
Pentacrinus dubius Beyr. sp.
Dadocrinus gracilis v. Buch sp.
» *Kunischi* W. u. V. Spring.
» *Grundeyi* Jaekel
Aspidura scutellata Blum.
» *similis* Eck
Ophioderma Hauchecornei Eck
* *Radiolus Wächteri* Münster
» *subnodosus* v. Meyer
Cidaris grandaeva Goldf.
» *transversa* v. Meyer
* cf. *Cidaris subnobilis* Münster
Discina discoides v. Schloth. sp.
Retzia trigonella v. Schloth. sp.
Spiriferina fragilis v. Schloth. sp.
» *Mentzeli* Dunker sp.
Terebratula (Coenothyris) vulgaris v. Schloth. sp.
» (*Waldheimia*) *angusta* v. Schloth. sp.
Placunopsis ostracina v. Schloth. sp.
Terquemia complicata Goldf. sp.
» *decemcostata* Goldf. sp.
Pecten discites Bronn

*) Zitat nach älteren Autoren.

Prospondylus comtus Giebel sp.
Lima aff. *subpunctata* d'Orb.
» *striata* Goldf.
» *lineata* Goldf.
» *costata* Goldf.
Velopecten Albertii Goldf. sp.
Cassianella Ecki Joh. Böhm
Hörnesia socialis v. Schloth. sp.
» *subglobosa* Credner sp.
Gervilleia costata Quenst.
» *mytiloides* v. Schloth. sp.
Mytilus eduliformis Bronn
Macrodon impressum Münster sp.
Myoconcha gastrochaena Giebel sp.
Myophoria laevigata v. Alberti
» *vulgaris* v. Schloth. sp.
» *cardissoides* v. Alberti
» *curvirostris* v. Schloth. sp.
» *elegans* Dunker
Cypricardia Escheri Giebel sp.
Unicardium Schmidii Geinitz sp.
» *rectangulare* Ahlburg
Pleuromya musculoides v. Schloth. sp.
Nucula Goldfussi v. Alberti
Dentalium laeve v. Schloth. sp.
» *torquatum* v. Schloth. sp.
Undularia cf. *scalata* v. Schloth. sp.
Loxonema obsoletum Zieten sp.
Rhabdoconcha Fritschi E. Picard
Euomphalus exiguus Phil.
» *arietinus* v. Schloth. sp.
**Omphaloptycha* cf. *gracilior* v. Schaur. sp.
Omphaloptycha (?) *parvula* Dunker sp.
Worthenia (= *Pleurotomaria Albertiana* bei Eck)

*) Zitat nach älteren Autoren.

Coelostylina gregaria v. SCHLOTH. sp.
* *Turritella similis* MÜNSTER
Nautilus bidorsatus v. SCHLOTH.
Ceratites [*Hungarites*] *Strombecki* GRIEP.
Beneckeia Buchi v. ALBERTI sp.
Balatonites Ottonis v. BUCH sp.
Serpula valvata GOLDF.
Palaeobates angustissimus AG. sp.
Gyrolepis Albertii AG.
Saurichthys sp.
Placodus.

Schichtenprofile wichtiger oberschlesischer Aufschlüsse aus dem Unteren Wellenkalk.

1. Profil des Steinbruchs am Straßenbahndepot bei Südlagiewnik.

Mergelkalkhorizont:

5,00 m dünnschichtige Mergelkalke mit einzelnen fossilreichen krystallinen Zwischenlagen.

2. Wellenkalkhorizont:

0,08 m krystalline Bank mit wenigen Einschlüssen abgerollter Kalkbrocken
1,12 » graue, grobflaserige Wellenkalke
0,90 » graue, feinflaserige Wellenkalke
0,08 » feinkrystalliner, fossilreicher Kalk mit einigen abgerollten Kalksteineinschlüssen
0,10 » graugelbliche, feinflaserige Wellenkalke
0,10 » graue, grobflaserige Wellenkalke
0,25 » gelbliche, feinflaserige Wellenkalke.

Horizont der Konglomeratbänke:

0,25 m braungelber, feinkrystralliner Kalkstein
0,10 » rotbrauner, feinkrystalliner Kalkstein mit einzelnen Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken
0,02 » grauer, dichter Kalkstein
0,15 » Wellenkalk
0,05 » graugelber, feinkrystalliner Kalkstein
0,02 » graugelber, dichter Kalkstein
0,05 » graugelber, feinkrystalliner Kalkstein
0,02 » graugelber, dichter Kalkstein
0,05 » Lettenschicht
0,30 » helle, dünnbankige, wellig gelagerte Kalke

*) Zitat nach älteren Autoren.

0,10 m grobflaserige Wellenkalke
0,60 » wellig gelagerte krystalline Kalke mit Lettenzwischenlagen
1,45 » graue, dichte und feinkrystalline, wellig gelagerte Kalke mit dünnen Lettenzwischenlagen
0,10 » krystalliner Kalkstein
0,02 » graugelber, dichter Kalkstein
0,30 » graugelber, feinkrystalliner, wellig gelagerter Kalkstein mit einzelnen Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken
0,10 » Lettenschicht
0,10 » wellig gelagerter, dichter Kalkstein
0,15 » grobflaseriger Wellenkalk
0,60 » wellig gelagerte, dichte und feinkrystalline Kalke
0,06 » grobkrystalliner, rotbrauner Kalkstein
0,01 » grauer, dichter Kalkstein
0,10 » Lettenschicht
0,15 » krystalliner Kalkstein mit zahlreichen, großen Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken. — 5. Konglomeratbank.
0,01 » Lettenschicht
0,90 » dichte und feinkrystalline, dünnbankige, wellig gelagerte Kalke
0,01 » Lettenschicht
0,15 » feinkrystalliner Kalkstein mit Wülsten auf den Schichtflächen
0,25 » dünnschichtige Mergelkalke
0,18 » sehr harter krystalliner Kalkstein mit zahlreichen Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken. — 4. Konglomeratbank.
0,40 » dünnbankige, dichte Kalke mit dünnen Lettenzwischenlagen
0,70 » graue, dünnbankige, dichte und krystalline Kalke mit Mergelkalkzwischenlagen
0,01 » Lettenschicht
0,05 » brauner, feinkrystalliner Kalkstein
0,02 » hellbrauner, dichter Kalkstein
0,25 » feinkrystalliner, dünnbankiger Kalkstein mit dünnen Lettenzwischenlagen
0,20 » krystalliner Kalkstein mit zahlreichen Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken. — 3. Konglomeratbank.
0,01 » graugelber, dichter Kalkstein
0,20 » dünnschichtiger Mergelkalk
0,10 » feinkrystalliner Kalkstein
0,01 » graugelber, dichter Kalkstein
0,10 » dünnschichtiger Mergelkalk
0,15 » feinkrystalliner Kalkstein
0,95 » dünnschichtige, graue Mergelkalke
0,08 » krystalliner Kalkstein
0,60 » dünnschichtige, graue Mergelkalke
1,00 » geschichteter, feinkrystalliner Kalkstein
0,20 » Lettenschicht
0,05 » feinkrystalliner Kalkstein

0,01 m Lettenschicht
0,10 » feinkrystalliner Kalkstein
0,02 » dichter Kalkstein
0,01 » Lettenschicht
0,08 » krystalliner Kalkstein mit Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken. — 2. Konglomeratbank.
0,10 » Lettenschicht
0,30 » krystalliner, fossilreicher Kalkstein mit Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken. — 1. Konglomeratbank.
0,02 » grauer, dichter Kalkstein
0,05 » grobflaseriger Wellenkalk
0,25 » brauner, krystalliner Kalkstein
0,02 » dichter Kalkstein
0,65 » krystalline und dichte Kalke in Wechsellagerung
0,15 » geschichteter, krystalliner Kalkstein
0,02 » dichter Kalkstein
0,15 » dünngeschichtete, graue Mergelkalke
0,25 » krystalline und dichte Kalke in Wechsellagerung
0,25 » krystalliner Kalkstein
0,03 » dichter Kalkstein
0,02 » Lettenschicht
0,30 » krystalliner Kalkstein
0,01 » Lettenschicht
0,20 » brauner, feinkrystalliner Kalkstein
0,15 » wellig gelagerter, feinkrystalliner Kalkstein mit einigen wenigen Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken
0,25 » feinkrystalliner Kalkstein
0,05 » Lettenschicht
0,08 » gelblicher, feinkrystalliner Kalkstein mit zahlreichen Dadocrinusstielgliedern.

Zellenkalkhorizont:

0,20 m graugelber, dichter Kalkstein mit muscheligem Bruch
0,30 » braungelber, dichter Kalkstein
0,10 » ockergelber, dichter Kalkstein, fossilführend
0,20 » feingeschichtete, gelbe Mergelkalke
0,60 » gelbrote, dichte und grobkrystalline Kalke, z. T. zellig entwickelt
0,35 » ockergelber, dichter Kalkstein mit muscheligem Bruch.

1. Wellenkalkhorizont:

0,03 m Wellenkalk
0,10 » feinkrystalliner Kalkstein mit zahlreichen Dadocrinusstielgliedern
0,03 » Lettenschicht
0,05 » feinkrystalliner Kalkstein
1,20 » grobflaserige Wellenkalke
0,12 » grauer, dichter Kalkstein
0,35 » grobflaserige Wellenkalke

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

0,03 m Lettenschicht
0,10 » dichter Kalkstein
0,40 » grobflaserige Wellenkalke.

Horizont der Pecten- und Dadocrinuskalke.

0,05 m Lettenschicht
0,05 » rötlicher, krystalliner Kalkstein mit zahlreichen Dadocrinusstielgliedern
0,20 » Wellenkalk
0,30 » rötlicher, krystalliner Kalkstein mit zahlreichen Dadocrinusstielgliedern
0,30 » Wellenkalke
0,20 » feinkrystalliner Kalkstein mit zahlreichen Dadocrinusstielgliedern
1,00 » dünne, krystalline Kalksteinbänke in Wechsellagerung mit dünnen Lettenschichten
0,25 » rötlicher, feinkrystalliner Kalkstein, vereinzelte Einschlüsse abgerollter Kalkbrocken sowie zahlreiche Dadocrinusstielglieder führend
0,04 » Lettenschicht
0,25 » krystalliner Kalkstein mit zahlreichen Dadocrinusstielgliedern
0,03 » dünnschichtiger Mergelkalk
0,12 » gelblicher feinkrystalliner Kalkstein
0,08 » Mergelkalk
0,35 » gelblicher feinkrystalliner Kalkstein, vereinzelte Einschlüsse abgerollter Kalksteinbrocken sowie zahlreiche Dadocrinusstielglieder führend
0,12 » krystalliner Kalkstein
0,10 » grünliche Lettenschicht
0,63 » dünnbankiger, dichter und feinkrystalliner Kalkstein
0,01 » Lettenschicht
0,20 » dünnbankige, dichte Kalke mit Lettenzwischenlagen
0,01 » Lettenschicht
0,45 » feinkrystalliner Kalkstein mit zahlreichen Dadocrinusstielgliedern
0,08 » bräunlicher, dichter Kalkstein
0,20 » gelblicher, dichter Kalkstein
0,35 » krystalliner Kalkstein mit Stylolithen
0,03 » bräunlicher, dichter, wellig gelagerter Kalkstein
0,75 » dünnbankiger, krystalliner Kalkstein mit zahlreichen Dadocrinusstielgliedern
0,10 » Wellenkalk
0,30 » krystalliner Kalkstein
0,10 » feinkrystalliner Kalkstein mit zahlreichen Dadocrinusstielgliedern
0,01 » Lettenschicht
0,08 » dichter Kalkstein
0,30 » feinkrystalliner, wellig gelagerter Kalkstein mit zahlreichen Dadocrinusstielgliedern
0,48 » feinkrystalliner Kalkstein mit zahlreichen Dadocrinusstielgliedern

0,40 m grobflaseriger Wellenkalk
0,40 » gelblicher, feinkrystalliner Kalkstein mit einzelnen Einschlüssen abgerollter Kalkbrocken, zahlreichen Dadocrinusstielgliedern und Stylolithen
0,04 » glaukonitische Mergelkalke mit Dadocrinusstielgliedern.

Rötkalke:

1,93 m bräunliche, dichte und feinkrystalline Kalkbänke mit dünnen Lettenzwischenlagen
1,00 » brauner, grobkrystalliner Kalkstein mit großen Hohlräumen, Hornsteine führend
1,40 » gelber, dichter Kalkstein mit muscheligem Bruch, stark vertikal zerklüftet
0,15 » grobkrystalliner Kalkstein
0,50 » gelblicher, krystalliner und mergeliger Kalkstein mit einzelnen Lettenzwischenlagen
0,20 » rötlicher, feinkrystalliner Kalkstein mit Hornsteineinschlüssen
1,50 » dickbankiger, feinkrystalliner Kalkstein.

2. Profil im Einschnitt der Grubenbahn bei Bahnhof Chorzow.

3. Wellenkalkhorizont:

1,00 m braun gefärbte, grobflaserige Wellenkalke
0,60 » graue, grobflaserige Wellenkalke
0,40 » grobkrystalliner Kalkstein mit einzelnen Einschlüssen abgerollter Kalkbrocken
1,30 » grobflaseriger Wellenkalk
0,90 » dünnbankiger, dichter Kalkstein mit Lettenzwischenlagen
0,30 » feinkrystalliner Kalkstein
0,02 » grauer, dichter Kalkstein
0,40 » graue, dichte, dünnbankige Kalke mit Lettenzwischenlagen
0,05 » Lettenschicht
0,80 » graue, dichte, wellig gelagerte, dünnbankige Kalke
0,40 » krystalline, dünnbankige Kalksteine mit grauen, dichten Kalken wechsellagernd
0,60 » dünnschichtige, graue Mergelkalke
0,10 » Wellenkalk
0,10 » krystalliner Kalkstein mit Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken.

Mergelkalkhorizont:

0,02 m dichter Kalkstein
1,00 » graue, dünnschichtige Mergelkalke
0,10 » krystalliner Kalkstein mit einzelnen Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken
0,02 » dichter Kalkstein
5,10 » dünngeschichtete, graue Mergelkalke.

3. Profil des großen Aufschlusses beim Gutshof in Chorzow.

Horizont der Konglomeratbänke:

1,00 m geschichtete, krystalline Kalke
0,10 » krystalliner Kalkstein mit Einschlüssen von abgerollten Kalksteinbrocken. — 5. Konglomeratbank.
0,20 » rötlicher, krystalliner Kalkstein
1,00 » graue, dünnschichtige Mergelkalke
0,15 » krystalliner Kalkstein mit Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken. — 4. Konglomeratbank.
0,02 » dichter Kalkstein
2,00 » dünnbankige, dichte und krystalline Kalke
0,20 » krystalliner Kalkstein mit Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken. — 3. Konglomeratbank.
0,01 » dichter Kalkstein
1,00 » dünnschichtige, graue Mergelkalke
0,20 » bräunlicher, feinkrystalliner Kalkstein mit Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken. — 2. Konglomeratbank.
0,10 » Lettenschicht
0,30 » bräunlicher, krystalliner Kalkstein mit Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken. — 1. Konglomeratbank.
0,01 » dichter Kalkstein
0,20 » feinkrystalliner Kalkstein
0,08 » Wellenkalke
0,50 » dünnbankige, dichte und krystalline Kalke mit Lettenzwischenlagen
0,20 » bräunlicher, krystalliner Kalkstein mit vereinzelten Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken
0,01 » dichter Kalkstein
0,15 » Lettenschicht
0,10 » krystalliner Kalkstein
0,01 » dichter Kalkstein
0,10 » grauer Wellenkalk
0,20 » gelblicher, dichter Kalkstein
0,03 » Lettenschicht
0,30 » feinkrystalliner Kalkstein mit vereinzelten Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken, zahlreiche Dadocrinusstielglieder enthaltend.

Zellenkalkhorizont:

0,80 m gelblicher und bräunlicher, dichter Kalkstein mit muscheligem Bruch
0,80 » gelbe, dichte und krystalline Kalke, teilweise zellig entwickelt
0,80 » gelber bis ockergelber Kalkstein mit muscheligem Bruch.

1. Wellenkalkhorizont:

0,10 m bräunlicher, feinkrystalliner Kalkstein

1,30 m graue, grobflaserige Wellenkalke
0,10 » grauer, dichter Kalkstein
1,10 » graue, grobflaserige Wellenkalke.

Horizont der Pecten- und Dadocrinuskalke:

0,30 m rötlicher, feinkrystalliner Kalkstein mit Dadocrinusstielgliedern
0,15 » graue, grobflaserige Wellenkalke
1,00 » dickbankige, feinkrystalline Kalke mit zahlreichen Dadocrinusstielgliedern
0,60 » rötliche und gelbliche, dichte, dünnbankige Kalke mit Lettenzwischenlagen
0,20 » rötlicher, krystalliner Kalkstein mit Dadocrinusstielgliedern
1,00 » gelbliche und rötliche, feinkrystalline Kalksteinbänke
0,05 » Lettenschicht
0,90 » dichte, bankige Kalke.
1,00 » bankige, feinkrystalline Kalke mit zahlreichen Dadocrinusstielgliedern.

4. Profil des kleinen Steinbruchs beim Gutshof in Chorzow.

Mergelkalkhorizont:

1,00 m graue, dünngeschichtete Mergelkalke
0,10 » graue, grobflaserige Wellenkalke
0,30 » dünngeschichtete Mergelkalke
0,08 » krystalliner Kalkstein mit Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken
0,01 » dichter Kalkstein
1,50 » graue, dichte, dünnbankige Kalke in Wechsellagerung mit dünngeschichteten Mergelkalken.

2. Wellenkalkhorizont:

0,15 m krystalliner, grauer Kalkstein mit Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken
0,65 » graue, grobflaserige Wellenkalke mit *Lima subpunctata*
0,40 » feinflaserige Wellenkalke
0,15 » dichter Kalkstein
0,50 » feinflaserige Wellenkalke
0,10 » feinkrystalliner Kalkstein
0,45 » grauer, dichter, wellig geschichteter Kalkstein mit muscheligem Bruch.

Horizont der Konglomeratbänke:

0,40 m krystalliner Kalkstein mit vereinzelten Einschlüssen abgerollter Kalksteinbrocken
0,02 » dichter Kalkstein.

II. Der Obere Wellenkalk

ist in Oberschlesien in zwei petrographisch scharf geschiedenen Ausbildungsformen entwickelt. Der Verlauf der Faciesgrenze steht im oberschlesischen Industriebezirk infolge der zahlreichen Tiefbohrungen und Grubenaufschlüsse ziemlich genau fest. Die Grenze durchquert Mikultschütz in der Nähe der Schächte der Neuen Abwehrgrube, verläuft dann nordwärts, westlich Wieschowa vorbei, zwischen Broslawitz und Ptakowitz hindurch, biegt dann nach Nordosten um und geht nördlich von Alt-Tarnowitz entlang nach Sowitz zu.

Gliederung des Oberen Wellenkalks nach Eck:

Im Westen:	Im Osten:
Himmelwitzer Dolomit	Himmelwitzer Dolomit
Mikultschützer Kalk Encriniten und Terebratelschichten Gorasdzer Kalk	Erzführender Dolomit
Blauer Sohlenstein	Blauer Sohlenstein

Eck rechnete noch den sogenannten blauen Sohlenstein [= dritter Wellenkalkhorizont] zum Oberen Wellenkalk. Später zeigten Michael und Ahlburg, daß derselbe zweckmäßiger zum Unteren Wellenkalk zu stellen sei. Namentlich hat Ahlburg[1]) diese Frage in aller Ausführlichkeit behandelt. Seinen Ausführungen habe ich nichts Wesentliches hinzuzufügen.

Eck's Einteilung des Oberen Wellenkalks habe ich nur etwas erweitert. Die Mikultschützer Schichten sind in zwei selbständige Abteilungen geteilt worden und erhalten die Bezeichnung Untere und Obere Karchowitzer Schichten. Die Benennung Untere und Obere Mikultschützer Schichten hielt ich deshalb nicht für zweckmäßig, weil bei Mikultschütz nur die Untere Abteilung, nämlich die Unteren Karchowitzer Schichten, anzutreffen sind, während die ganze Obere Abteilung mit Ausnahme der an der Basis liegenden Cidaritenbank fehlt.

[1]) Vergl. Joh. Ahlburg, Die Trias im südlichen Oberschlesien, Abh. der Königl. Preuß. Landesanstalt; N. F. Heft 50, 1906, S. 50.

Gliederung des Oberen Wellenkalks:

Im Westen:	Im Osten:
Diploporendolomit oder Himmelwitzer Dolomit 12—14 m mächtig	Diploporendolomit 14—25 m mächtig
Obere Karchowitzer Schichten, an der Basis eine Bank mit zahlreichen Stacheln von *Cidaris transversa* 12—13 m mächtig	
Untere Karchowitzer Schichten 13 m mächtig	Erzführender Dolomit 25—55 m mächtig
Terebratelschichten 5 m mächtig	
Gorasdzer Schichten 25 m mächtig	

Die Gorasdzer Schichten

bestehen petrographisch aus einer Wechsellagerung von weißen, gelblichen oder rötlichen, krystallinen bezw. schaumig porösen Kalkbänken und wellenkalkartigen, feinkrystallinen Kalken. Tonige Zwischenlagen fehlen fast gänzlich. In ihrem äußeren Habitus gleicht jene Schichtenfolge dem dritten Wellenkalkhorizont des Unteren Wellenkalks. Der Charakter der krystallinen, bankigen Kalke des letzteren ist jedoch wesentlich von demjenigen der Gorasdzer Schichten verschieden. Ferner fehlt den feinkrystallinen Kalken mit wellenkalkartiger Struktur der höhere Tongehalt der Wellenkalke aus den tieferen Schichten.

Im westlichen Oberschlesien, bei Gorasdze, am Annaberg usw., findet man in jenen Schichten zahlreiche Stylolithen. Wysogorski[1]) schlug daher für den Gorasdzer Kalk den Namen Stylolithenkalk vor. Ich halte denselben aber deshalb für wenig glücklich, weil im östlichen Oberschlesien eine besondere Häufigkeit jener Druckerscheinungen nicht zu konstatieren ist.

Einschlüsse von Hornsteinen sind ganz allgemein verbreitet. Man trifft sie aber in den tieferen Lagen häufiger als in den oberen an.

[1]) Vergl. Wysogorski, Die Trias in Oberschlesien, Zeitschrift d. Deutschen geol. Ges., Bd. 56, 1904, S. 262.

Aus den Gorasdzer Schichten ist eine ziemlich spärliche Fauna bekannt geworden. Es liegt dies nicht etwa an einer Versteinerungsarmut der Schichten, sondern an der schlechten Erhaltung der Fossilien in den Kalken.

Die Fauna unterscheidet sich nur wenig von derjenigen des dritten Wellenkalkhorizonts. Zum ersten Male tritt eine Koralle, *Montlivaltia triasina*, auf, der wir später in den oberen Karchowitzer Schichten öfter begegnen. Auch finden sich nicht selten Stielglieder von *Encrinus silesiacus* neben jenen großen Encrinus-Stielgliedern, welche schon aus den jüngsten Schichten des Unteren Wellenkalks her bekannt sind. *Cidaris grandaeva* und *Cidaris transversa* kommen in den Gorasdzer Schichten wesentlich häufiger als im Unteren Wellenkalk vor. Von Brachiopoden sind *Waldheimia angusta*, *Coenothyris vulgaris*, *Retzia trigonella* und *Rhynchonella decurtata* zu erwähnen. Ferner werden hier zum ersten Male Diploporen beobachtet. Schon Eck erwähnt sie vom Annaberge und aus Kempczowitz. Ich fand sie unter anderem auch in einer Anzahl von Exemplaren bei Broslawitz.

Verzeichnis der organischen Einschlüsse:

Rhizocorallium commune Schmid
Montlivaltia triasina Dunker
Diplopora sp.
Encrinus aculeatus v. Meyer
» *Carnalli* Beyr.
Dadocrinus gracilis v. Buch sp.
Pentacrinus dubius Beyr. sp.
Encrinus silesiacus Beyr.
Cidaris grandaeva Goldf.
» *transversa* v. Meyer
**Radiolus Wächteri* Münster
Retzia trigonella v. Schloth. sp.
Rhynchonella decurtata Gir.
Waldheimia angusta v. Schloth. sp.
Terebratula (Coenothyris vulgaris) v. Schloth. sp.

*) Zitat nach Eck.

Placunopsis ostracina v. Schloth. sp.
Pecten discites Bronn
Lima striata Goldf.
**Cassianella Ecki* Joh. Böhm
Hörnesia socialis v. Schloth. sp.
Gervilleia costata Quenst.
Macrodon impressum Münster sp.
Myophoria elegans Dunker
Gonodon planum Münster sp.
**Delphinula infrastriata* Stromb.
Euomphalus arietinus v. Schloth. sp.
Worthenia [=*Pleurotomaria Albertiana* bei Eck]
Dentalium torquatum v. Schloth. sp.
Fischschuppen.

Wysogorski[1]) faßte den dritten Wellenkalkhorizont [= gleich blauer Sohlenstein Eck's] als Äquivalent der Gorasdzer Kalke auf, indem er darauf hinwies, daß jene jüngsten Schichten des Unteren Wellenkalks in den westlichen Gebieten [Gogolin, Sakrau] nicht bekannt geworden seien.

Diese Auffassung wird durch die Tatsache widerlegt, daß im Dramatal eine unmittelbare Überlagerung der jüngsten Schichten des Unteren Wellenkalks durch die Gorasdzer Schichten an mehreren Stellen zu beobachten ist. Fraglich bleibt es nur, ob die jüngeren Schichten des Unteren Wellenkalks weiter im Westen überhaupt entwickelt sind, was nach den bisher gemachten Beobachtungen wahrscheinlich verneint werden muß.

Die wichtigsten Aufschlüsse in den Gorasdzer Schichten liegen bei Gorasdze, am Annaberg und im Dramatal zwischen Kamienietz und Broslawitz.

Die Terebratelschichten.

Die über den Gorasdzer Schichten lagernden Terebratelschichten entsprechen der Stufe der Encriniten- und Terebratelschichten Eck's.

---

[1]) Vergl. Wysogorski, Die Trias in Oberschlesien, Zeitschrift d. Deutschen geol. Ges., Bd. 56, 1904, S. 263.

Es sind vorwiegend graue, dichte und krystalline Kalke mit Wellenkalkzwischenlagen, von denen einige Bänke einen großen Reichtum an *Coenothyris vulgaris*, andere dagegen zahlreiche Stielglieder von *Encrinus* einschließen. Gewöhnlich trifft man zwei solcher Encrinitenbänke von je 50 cm Mächtigkeit und zwei Bänke mit *Coenothyris vulgaris* von je 20—25 cm Mächtigkeit an. Hornsteineinschlüsse gehören zu den Seltenheiten. Im übrigen zeigen jene Schichten eine Konstanz in ihrer petrographischen Ausbildung, die sie zu einem der besten Orientierungshorizonte im Oberen Wellenkalk erheben.

Faunistisch weicht dieser Horizont recht wesentlich von den Gorasdzer Schichten ab. Der Reichtum an *Coenothyris vulgaris* sowie an Stielgliedern von *Encrinus* sp. in einzelnen Bänken ist bereits oben erwähnt worden. Hauptsächlich sind es aber außer *Spiriferina fragilis* und *Retzia trigonella* noch zahlreiche Exemplare von *Terquemia complicata*, *Terquemia decemcostata*, *Terquemia spondyloides* und *Placunopsis ostracina*, welche der Fauna jenes Horizontes ihr besonderes Gepräge verleihen. Bei Boniowitz tritt *Spiriferina hirsuta* häufig auf, eine Form, die sonst im Oberen Wellenkalk zu den Seltenheiten gehört. Gastropoden, Diploporen und Korallen fehlen gänzlich, Echiniden sind sehr selten.

Verzeichnis der organischen Einschlüsse:

Rhizocorallium commune Schmid
Encrinus sp.
Pentacrinus dubius Beyr. sp.
Cidaris grandaeva Goldf.
» *transversa* v. Meyer
» sp.
Retzia trigonella v. Schloth. sp.
Spiriferina fragilis v. Schloth. sp.
» *hirsuta* v. Alberti sp.
» *Mentzeli* Dunker sp.
Rhynchonella decurtata Gir.
Terebratula (Waldheimia) angusta v. Schloth. sp.
» *(Coenothyris) vulgaris* v. Schloth. sp.

Placunopsis ostracina v. SCHLOTH. sp.
Terquemia complicata GOLDF. sp.
» *decemcostata* GOLDF. sp.
» *spondyloides* GOLDF. sp.
Prospondylus comtus GIEBEL sp.
Lima striata GOLDF.
» *lineata* GOLDF.
Cassianella Ecki JOH. BÖHM
Myophoria vulgaris v. SCHLOTH. sp.

Die Terebratelschichten sind in den Steinbrüchen im Kuhtale am Annaberg aufgeschlossen. Ferner stehen sie zwischen Groß-Strehlitz und Stephanshain, zwischen Dziwkowitz und Himmelwitz und unweit Centawa an. Im Dramatal sind sie bei Boniowitz, südlich von Lubek, westlich vom Vorwerk Josephsberg, nördlich vom Vorwerk Gustavshöhe und östlich von Kamienietz entblößt.

Die Unteren Karchowitzer Schichten.

Die Unteren und Oberen Karchowitzer Schichten repräsentieren zusammen die Mikultschützer Kalke ECK's.

Die Unteren Karchowitzer Schichten bestehen aus hellgrau, hellgelb oder fleischrot gefärbten, dickbankigen, dichten Kalken mit splitterigem Bruch, welche namentlich in den oberen Lagen stark vertikal zerklüftet sind. In dieser Weise finden wir die unteren Partieen bei Mikultschütz in dem Aufschluß westlich vom Ort, die oberen Lagen im Steinbruch bei Laband sowie in dem Rufferschen Steinbruch südlich Keltsch entwickelt. Einen wesentlich anderen Habitus erhalten jene Kalke, sobald sie durch Verwitterung eine schaumig poröse Struktur annehmen. Der marmorartige Charakter sowie die große Härte der Kalke gehen verloren, dagegen erscheinen sie dann vielfach gelb gefleckt. Derartige Schaumkalke finden wir bei Karchowitz und Kamienietz. Einschlüsse von Hornstein sind häufig und gewöhnlich in Lagen angeordnet.

Die Kalke der Unteren Karchowitzer Schichten werden von den Hütten gern als Zuschlag für die Stahlfabrikation genommen, da sie außerordentlich rein sind, vor allem aber ihr Prozentsatz an gebundener SiO_2 sehr niedrig ist.

Folgende Analysen sind mir durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Dr. Hesse aus Tarnowitz und des Herrn Miedzwinski aus Kattowitz zugänglich gemacht worden:

Proben von Laband.

SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	$CaCO_3$	$MgCO_3$	Mn	Zn
0,90	1,30	0,99	96,08	0,82	Sp.	—
0,38	0,90	1,10	94,24	0,78	—	—
0,49	0,94	0,85	96,82	0,90	—	—
0,38	0,82	0,54	97,23	0,73	—	—
1,20	1,45	1,05	95,10	1,10	0,08	0,02

Proben von Keltsch.

SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	CO_2
0,44	0,33	0,58	54,70	0,40	43,20
0,40	0,28	0,38	55,21	0,34	43,00
0,47	0,31	0,35	55,15	0,31	43,20
0,50	0,25	0,32	54,97	0,40	43,00
0,44	0,27	0,10	55,33	0,30	43,14
0,29	0,27	0,20	55,27	0,36	43,11
0,45	0,34	0,45	55,12	0,34	42,90
0,32	0,31	0,13	55,27	0,32	43,30
0,95	0,37	0,53	54,61	0,36	42,84
0,65	0,31	0,36	54,82	0,43	43,23
0,30	0,18	0,13	55,30	0,36	42,88
0,33	0,37	0,48	55,00	0,39	43,08
0,76	0,34	0,64	54,64	0,34	42,96
0,37	0,31	0,41	55,00	0,34	43,21
0,43	0,35	0,41	55,30	0,35	42,90
0,20	0,24	0,08	55,54	0,29	43,42
0,19	0,31	0,20	55,57	0,29	43,00
1,07	0,44	0,72	54,55	0,31	42,70
0,42	0,34	0,34	55,15	0,37	43,00
0,42	0,41	0,68	55,06	0,32	42,80
0,21	0,43	0,53	55,21	0,34	42,80
0,31	0,33	0,27	55,21	0,31	43,20

An organischen Einschlüssen sind die Unteren Karchowitzer Schichten sehr arm. Vereinzelte Exemplare von *Spiriferina Mentzeli*, *Coenothyris vulgaris* und *Rhynchonella decurtata* fand ich bei Mikultschütz, während in den äquivalenten Schichten bei Karchowitz und Keltsch keine Fossilien nachzuweisen waren. Auch die Hornsteinknollen führen nur selten undeutliche Reste von Crinoiden und Brachiopoden. Die reiche Fauna, welche Eck aus den Mikultschützer Kalken erwähnt, stammt wohl fast ausnahmslos aus den Oberen Karchowitzer Schichten.

Die Unteren Karchowitzer Schichten sind bei Mikultschütz, Keltsch, Karchowitz und Kamienietz in einer Anzahl von Steinbrüchen aufgeschlossen. Ihre Auflagerung auf die Kalke der Terebratelschichten ist am Hange des linken Dramaufers bei Kamienietz zu beobachten.

Die Oberen Karchowitzer Schichten

sind petrographisch im allgemeinen nicht wesentlich von den Unteren Karchowitzer Schichten unterschieden. Sie bestehen aus hellgelb bis braungelb gefärbten Kalken mit splitterigem Bruch, welche auch oft eine schaumig-poröse Struktur aufweisen. Hornsteineinschlüsse kommen in einzelnen Lagen, aber auch unregelmäßig verteilt in den Kalken vor.

Im Gegensatz zu den Unteren Karchowitzer Schichten neigen die Kalke dieses Horizontes zu kavernöser Verwitterung. Schon Michael[1]) beobachtete in einigen Tiefbohrungen bei Pniow kavernöse Partieen in den jüngeren Schaumkalken und vermutete damals, daß vielleicht auch im Oberen Wellenkalk ein konstanter kavernöser Horizont ähnlich wie im Röt vorhanden sei. Bei der geologischen Kartierung des Blattes Broslawitz ergab sich nun, daß die Oberen Karchowitzer Schichten auf dem linken Dramaufer südlich von Kamienietz sowie auf dem rechten Dramaufer in der Nähe des Hochbehälters bei Karchowitz fast in ihrer Gesamtheit kavernös entwickelt sind. Diese kavernösen Kalke sind dunkelbraun gefärbt,

[1]) Vergl. Bohr-Archiv der Königl. Geol. Landesanstalt: Fiskalisches Bohrloch Pniow V und Pniow VIII, bearbeitet durch R. Michael.

sehr grobkrystallin und zeigen in der Regel eine konzentrische Anordnung der neu gebildeten Kalkspat-Krystalle.

Die chemische Zusammensetzung der Kalke dieses Horizontes ist nicht wesentlich von derjenigen der Unteren Karchowitzer Schichten verschieden. Der Gehalt an gebundener SiO_2 steigt gelegentlich bis etwa 3,5 %, der Fe_2O_3-Gehalt bis 4 %. Vollständige Analysen liegen leider nicht vor.

An der Basis der Oberen Karchowitzer Schichten liegt eine 2 m mächtige Bank, in der zahlreiche Reste von *Cidaris transversa* vorkommen. Sie wurde zuerst von Michael bei Karchowitz und Mikultschütz beobachtet. Später konnte ich sie auch bei Laband und Groß-Stein nachweisen. Diese Cidaritenbank bildet einen wichtigen Orientierungshorizont innerhalb der petrographisch gleichförmig ausgebildeten Karchowitzer Schichten.

Die übrige Fauna der Cidaritenbank besteht vorwiegend aus Brachiopoden, z. B. *Retzia trigonella*, *Spiriferina fragilis*, *Spiriferina Mentzeli*, *Rhynchonella Mentzeli*, *Rhynchonella decurtata* und *Coenothyris vulgaris*. Daneben finden sich auch einige Korallen, wie *Thamnastraea silesiaca*, *Montlivaltia triasina*, sowie einzelne Gastropoden, darunter *Euomphalus arietinus* und *Worthenia Hausmanni*. Die Lamellibranchiaten sind nur schwach vertreten. *Cypricardia Escheri*, *Myophoria elegans*, *Mytilus eduliformis*, *Gonodon planum* kommen nur selten und gewöhnlich in kleinen, verkümmerten Exemplaren vor.

In den Lagen über der Cidaritenbank ändert sich die Fauna nur insofern, als die Häufigkeit von Cidaritenresten erheblich abnimmt. Hin und wieder begegnet man dort neben den erwähnten Zweischalern auch einigen Ostreen. Dagegen dauert das Vorherrschen der Brachiopoden an.

Verzeichnis der organischen Einschlüsse.

**Sphaerococcites Blansdowskianus* Göpp.
**Scyphia Roemeri* Eck
Montlivaltia triasina Dunker
Thamnastraea silesiaca Beyr.

*) Zitat nach Eck.

Diplopora annulata SCHAFH. sp.
Encrinus aculeatus v. MEYER
» *spinosus* MICHAEL
» *Carnalli* BEYR.
Pentacrinus dubius BEYR. sp.
Encrinus silesiacus BEYR. sp.
?Dadocrinus gracilis v. BUCH sp.
Cidaris grandaeva GOLDF.
» *transversa* v. MEYER
**Radiolus subnodosus* v. MEYER
**Cidaris* cf. *subnobilis* MÜNSTER
Discina discoides v. SCHLOTH. sp.
Retzia trigonella v. SCHLOTH. sp.
Spiriferina fragilis v. SCHLOTH. sp.
» *Mentzeli* DUNKER sp.
Terebratula (Waldheimia) angusta v. SCHLOTH. sp.
» *(Coenothyris) vulgaris* v. SCHLOTH. sp.
Placunopsis ostracina v. SCHLOTH. sp.
Terquemia complicata GOLDF. sp.
» *decomcostata* GOLDF. sp.
» *spondyloides* GOLDF. sp.
Pecten discites BRONN
» *laevigatus* v. SCHLOTH.
» *recticulatus* v. SCHLOTH.
Prospondylus comtus GOLDF. sp.
Lima aff. *subpunctata* D'ORB.
» *striata* GOLDF.
» *costata* GOLDF.
Hörnesia socialis v. SCHLOTH. sp.
» *subglobosa* CREDNER sp.
Gervilleia costata QUENST.
Mytilus eduliformis BRONN sp.
Macrodon impressum MÜNSTER sp.
Myophoria elegans DUNKER
» *curvirostris* v. SCHLOTH. sp.

*) Zitat nach ECK.

Myophoria cardissoides v. Alberti
Gonodon planum Münster sp.
Cypricardia Escheri Giebel sp.
Myoconcha Mülleri Giebel sp.
» *Goldfussi* Eck
» *gastrochaena* Giebel sp.
Unicardium Schmidii Geinitz sp.
cf. *Rhabdoconcha Fritschi* E. Picard
Loxonema rectecostatum E. Picard
Promathildia Bolina Münster sp.
Worthenia Hausmanni Goldf. sp.
» sp.
Delphinula infrastriata v. Stromb.
Euomphalus arietinus v. Schloth. sp.
» *Lottneri* Eck
Dentalium torquatum v. Schloth. sp.
Nautilus bidorsatus v. Schloth.
Ceratites sp.
Pemphix Sueurii Desm.
Lissocardia silesiaca v. Meyer
» *ornata* v. Meyer
Acrodus lateralis Ag.
» *Gaillardoti* Ag.
» *Braunii* Ag.
Palaeobates angustissimus Ag. sp
Gyrolepis Albertii Ag.
Hybodus plicatilis Ag.

Die Oberen Karchowitzer Schichten sind aufgeschlossen:

1. in dem alten Böhm'schen Steinbruch bei Tarnowitz.
2. bei Kamienietz auf dem linken Dramaufer über den Schichten der Unteren Karchowitzer Schichten [Cidaritenbank],
3. bei Karchowitz in den Aufschlüssen nördlich der Kopionka-Mühle auf dem rechten Ufer des Baches, welcher unweit des Wasserwerks Zawada in die Drama mündet [Cidaritenbank],

4. bei Mikultschütz [Cidaritenbank],
5. bei Laband [die ganze Schichtenfolge],
6. bei Groß-Stein [Cidaritenbank und ein Teil der darüber folgenden Kalke].

Der erzführende Dolomit.

Die Gorasdzer Schichten, Terebratelschichten, sowie Untere und Obere Karchowitzer Schichten werden im östlichen Oberschlesien durch Dolomite vertreten. Der Verlauf der Faciesgrenze ist bereits oben eingehend geschildert worden. Da in diesen Dolomiten bei Beuthen und Tarnowitz die reichen Blei-Zinkerzlagerstätten liegen, werden sie gewöhnlich die erzführenden Dolomite genannt.

Genetisch hängen sie eng mit dem Auftreten der geschwefelten Erze zusammen. Zur Tertiärzeit wurde, wie bekannt, die oberschlesische Platte tektonisch beeinflußt. Auf den hierbei entstandenen Spalten stiegen damals jene Minerallösungen empor, aus denen sich zunächst die Sulfide der Blei-Zinkerze absetzten. Gleichzeitig damit erfolgte die Umwandlung der Kalke in Dolomite. Auf diese Weise erklärt sich auch die Faciesgrenze im Oberen Wellenkalk. Da im Westen Blei-Zinkerzlagerstätten fehlen (vereinzelte Graupen von Bleiglanz sind allerdings bei Laband und Strebiniow vorgekommen), so wird man annehmen müssen, daß dort keine Minerallösungen mehr auf den Spalten zirkulierten, die eine Dolomitisierung hervorrufen konnten.

Die erzführenden Dolomite sind graue, feinkrystalline oder dichte Dolomite mit splitterigem Bruch, welche wohl eine Bankung, aber keine deutliche Schichtung mehr besitzen. Wurde das in ihnen enthaltene kohlensaure Eisen durch die Einwirkung der Atmosphärilien oxydiert, so zeigen sie eine rostbraune Farbe. Jene Oxydationserscheinungen spielen bei der Entstehung der oberschlesischen Eisenerzlagerstätten eine wichtige Rolle. Der normale Fe-Gehalt der grauen Dolomite beträgt in der Beuthen-Tarnowitzer Gegend etwa 3—4%. Manchmal ist er etwas geringer, steigt aber gelegentlich bis 8%. Waren nun die Dolomite längere Zeit

hindurch dem Einfluß der Tagewässer ausgesetzt, so erfolgte nach der Oxydierung des $FeCO_3$ von Spalten aus die Auslaugung des $CaCO_3$ und $MgCO_3$. Es blieb dann in der Hauptsache das durch Tonerde und SiO_2 verunreinigte Eisenoxydhydrat zurück. Dieser allmähliche Übergang von grauem Dolomit zu 28—32-, gelegentlich sogar 50-prozentigem Brauneisenerz ist fast in jeder Eisenerzgrube bei Tarnowitz (z. B. Tarnowitz Gräflich, Tarnowitz 267, am Trockenberg u. s. f.) zu beobachten, welche die Eisenerze in den erzführenden Dolomiten abbaut.

Dasselbe bestätigen auch die Feuersteine, deren Lagen den Dolomit und die Eisenerze gleichmäßig durchziehen, ohne im Brauneisenerz Unterbrechungen zu erleiden[1]).

Ferner sind dort, wo der erzführende Dolomit in dünner Decke über den jüngsten Schichten des Unteren Wellenkalks zu erwarten wäre, oft nur Brauneisenerze vorhanden, in denen einzelne Dolomitschollen eingebettet liegen, so z. B. südlich vom Vorwerk Strossek (Blatt Beuthen), südlich vom Vorwerk Neuscharley, bei Georgenberg usw. Auch diese Eisenerze sind nur als die bodenständigen Residuen von Dolomiten zu erklären[2]).

Hieraus ist aber die wichtige Schlußfolgerung zu ziehen, daß überall dort, wo man im oberschlesischen Industriebezirk Eisenerze antrifft, auch erzführende Dolomite in unmittelbarer Nähe vorhanden gewesen sein

---

[1]) Nicht alle Eisenerzlagerstätten sind natürlich auf die oben geschilderte Weise entstanden. Michael (nach einem von ihm am 23. Juli 1904 gelegentlich der Versammlung des Vereins technischer Bergbeamten in Blei-Scharley gehaltenen Vortrag) erklärte vor allem diejenigen, welche in Taschen und Spalten des Unteren Wellenkalks und des Röts liegen, für fluviatile Bildungen, weil sie zusammen mit tertiären, fluviatilen Sanden, Kiesen und Tonen vorkommen. Ich teile im wesentlichen Michael's Ansicht, möchte nur hinzufügen, daß die in den Karstschluchten liegenden Eisenerze einen weiten Transport kaum erlitten haben werden. Im wesentlichen wird es sich hier um Material handeln, welches durch Regenwasser und kleine Bäche in die Täler des alten Karstgebirges abgespült wurde. Diese Annahme wird durch die Tatsache wesentlich unterstützt, daß Eisenerze immer nur in den erzführenden Dolomiten selbst oder in älteren Schichten, niemals aber in jüngeren vorkommen.

[2]) Vergl. hierzu R. Althans, Die Erzformation des Muschelkalks in Oberschlesien. Dieses Jahrbuch für 1891, Bd. XII, S. 89.

müssen, und daß sich daher die Verbreitung der Eisenerze und der erzführenden Dolomite bis zu einem gewissen Grade (insofern nämlich eine Verwitterung der Dolomite Platz gegriffen hat) decken.

Die Mächtigkeit des erzführenden Dolomits ist nicht überall gleich. Eine gewisse Gesetzmäßigkeit besteht insofern, als in der Tarnowitzer Gegend die größte Mächtigkeit von etwa 60 Metern, im südlichen Oberschlesien bei Granietz (Steinbruch von Miedzwinski) die kleinste Mächtigkeit von nur 18 Metern anzutreffen ist. Bei Beuthen beträgt sie 50 Meter, südlich von Kamin in den Schächten der Andalusiengrube sinkt sie auf etwa 30 Meter herab. Die gleiche Mächtigkeit des erzführenden Dolomits wurde auf Rosaliengrube festgestellt.

Die Dolomite selbst sind gänzlich fossilleer, weil bei der Dolomitisierung und der damit Hand in Hand gehenden Umkrystallisation alle Versteinerungen zerstört wurden. Nur in den Feuersteinen finden sich gelegentlich organische Reste vor. Namentlich dort, wo die Dolomite in Eisenerz umgewandelt worden sind und die Feuersteine sich leicht aus ihrer Umgebung herauslösen, sind an ihrer angewitterten Oberfläche oft die Versteinerungen in bester Erhaltung zu beobachten. Solche Feuersteinknollen findet man auf den Halden von Friedrichswille, vor allem aber bei Tarnowitz in der Nähe des jüdischen Friedhofs.

Die Fauna der erzführenden Dolomite entspricht derjenigen der korrespondierenden Kalke. Der Umstand, daß eine Anzahl von Formen neu hinzukommen, ist auf die hervorragend guten Erhaltungsbedingungen zurückzuführen, denen die Versteinerungen in den Feuersteinen unterworfen sind, und die es ermöglichen, daß auch kleine und zarte Exemplare, vor allem Gastropoden, bestimmbare Objekte geliefert haben.

Verzeichnis der organischen Einschlüsse:

Diplopora sp.
Thamnastraea silesiaca Beyr.
Montlivaltia triasina Dunker
Cidaris transversa v. Meyer

Dadocrinus gracilis v. Buch sp.
Encrinus spinosus Michael
» *Carnalli* Beyr.
» *aculeatus* v. Meyer
Encrinus silesiacus Beyr. sp.
» sp.
Pentacrinus dubius Beyr. sp.
Terebratula (Coenothyris) vulgaris v. Schloth. sp.
cf. » *(Waldheimia) angusta* v. Schloth. sp.
Retzia trigonella v. Schloth. sp.
Spiriferina fragilis v. Schloth. sp.
» *hirsuta* v. Alberti sp.
» *Mentzeli* Dunker sp.
Rhynchonella Mentzeli v. Buch sp.
» *decurtata* Gir.
Terquemia complicata Goldf. sp.
» *decemcostata* Goldf. sp.
Placunopsis ostracina v. Schloth. sp.
Lima lineata Goldf.
» *striata* Goldf.
» *costata* Goldf.
Volopecten Albertii Goldf. sp.
Pecten discites Bronn
Pecten reticulatus v. Schloth.
Prospondylus comtus Giebel sp.
Hörnesia socialis v. Schloth. sp.
Gervilleia costata Quenst.
Mysidioptera fassaënsis Sal.
cf. *Modiola triquetra* v. Seebach
Myoconcha Goldfussi Eck
» *gastrochaena* Dunker sp.
cf. » *Brunneri* v. Hauer
» *Mülleri* Giebel sp.
» sp.
Mytilus eduliformis Bronn
Gonodon planum Münster sp.

Myophoria elegans Dunker
» *laevigata* v. Alberti
» *curvirostris* v. Schloth. sp.
Macrodon impressum Münster sp.
Nucula Goldfussi v. Alberti
Pseudocorbula incrassata v. Schaur. sp.
Pleuromya sp.
Patella sp.
Worthenia sp.
Euomphalus arietinus v. Schloth. sp.
Promathildia Bolina Münster sp.
Loxonema rectecostatum E. Picard
Protorcula lissotropis E. Picard
Cassianella Ecki Joh. Böhm
cf. *Turbonitella distincta* Kittl
Trypanostylus cylindricus E. Picard
Orthostylus hastilis J. Böhm
Eustylus aequalis J. Böhm
Dentalium torquatum v. Schloth. sp.
Nautilus bidorsatus v. Schloth.

Hierzu kommen noch eine Anzahl neuer Formen, die erst noch der Bearbeitung bedürfen.

Die wichtigsten Aufschlüsse im erzführenden Dolomit liegen südlich von Tarnowitz, am Trockenberg, bei Blechowka, Maczeikowitz, Granietz und Imielin.

Der Diploporendolomit

ist das hangendste Glied des Unteren Muschelkalks in Oberschlesien. Eck nannte ihn Himmelwitzer Dolomit, weil er ihn s. Zt. nordöstlich von Groß-Strehlitz in der Nähe des Dorfes Himmelwitz in einer Anzahl von Steinbrüchen besonders gut aufgeschlossen fand.

Petrographisch ist er leicht von dem erzführenden Dolomit zu unterscheiden. Er ist hellgelb, hellgrau bis grauweiß gefärbt und birgt nur wenige Einschlüsse von Hornsteinknollen. In frischem Zustande besitzt er ein feinkrystallinisches Gefüge; ist er jedoch etwas

verwittert, so zeigt er meist eine sandige Struktur. Die Steinbrucharbeiter bezeichnen ihn dann gewöhnlich als Sandstein. Die tiefsten Lagen gleichen nicht selten etwas dem erzführenden Dolomit, sobald sie, wie z. B. bei Wieschowa, durch Brauneisen etwas dunkler gefärbt sind und zahlreiche Kalkspatausscheidungen auf den Klüften besitzen. Die obersten 1,5—2 m des Horizonts bestehen aus mergeligen Dolomiten, denen einige wenige Bänke von oolithischer und feinkrystalliner bezw. sandiger Struktur eingelagert sind.

Im südlichen Oberschlesien (bei Granietz) unterscheidet sich der Diploporendolomit von dem erzführenden Dolomit vor allem durch seine charakteristischen kieseligen Ausscheidungen. Dort kann man in gewissen Teilen der Diploporendolomite freie Kieselsäure-Ausscheidungen in Gestalt von dünnen, unregelmäßigen Adern beobachten, die offenbar eine sekundäre Ausfüllung ursprünglicher Hohlräume bilden. Vielfach treten jene Hornsteinadern bei der Verwitterung als eigenartige, scharf zerfressene Rippen aus dem Gestein heraus.

Die Mächtigkeit des Diploporendolomits schwankt zwischen 12 und 30 m. Am geringsten ist sie in der Gegend von Himmelwitz, nicht viel größer bei Tarnowitz, wo sie etwa 14 m beträgt. Wesentlich mächtiger werden diese Dolomite östlich von Beuthen. Dort sind sie in den Schächten »Andalusien« (südlich von Kamin) in einer Mächtigkeit von etwa 25 m festgestellt worden. Auch läßt eine von Beuthen nach O. zu ständig zunehmende oberflächliche Verbreitung der Diploporendolomite darauf schließen, daß deren Mächtigkeit nach O. hin zunimmt. Noch mächtiger werden sie im südlichen Oberschlesien, wo Ahlburg[1]) ihre Mächtigkeit auf 30 m angibt.

Die Auflagerung der Diploporendolomite auf die Kalke der Karchowitzer Schichten ist vollkommen gleichmäßig. Auslappungen des Dolomits in den Kalk hinein habe ich niemals beobachtet (vergl. Profil im Steinbruch am Bahnhof Laband).

Chemische Zusammensetzung. Zwei Analysen des Diploporendolomits aus Laband:

[1]) Vergl. J. Ahlburg, Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. Heft 50, 1906, S. 76.

SiO_2 . .	0,86 %	1,43 %
Fe_2O_3 . .	0,048 »	0,314 »
$CaCO_3$ . .	71,52 »	67,77 »
$MgCO_3$ . .	27,565 »	30,461 »
	99,993 %	99,975 %

Folgende Analyse gibt AHLBURG [1]) aus den unteren Schichten des Diploporendolomits von Granietz an. Gleichzeitig weist er dabei auf den hohen Prozentsatz an gebundener Kieselsäure hin, der jenen tieferen Lagen im südlichen Oberschlesien eigen ist.

CO_2 . . .	43,30 %
Fe_2O_3 . . .	1,73 »
CaO . . .	31,98 »
MgO . . .	16,33 »
SiO_2 . . .	3,05 »
Al_2O_3 . . .	4,07 »

Dieser hohe Prozentsatz an gebundener Kieselsäure fehlt den jüngeren Lagen jener Dolomite. Dies beweisen zwei Analysen, welche AHLBURG von Dolomiten östlich von Passietzka (bei den Pochelhäusern) anführt. Das Material der Analyse 1 stammt aus einem hellen, feinkrystallinen Dolomit, das der Analyse 2 aus einem sehr grobkrystallinen Dolomit.

	1	2
CO_2 . . .	44,78	44,00
CaO	32,00	34,94
MgO	20,48	14,46
SiO_2	1,06	0,56
Fe_2O_3. . . .	0,82	0,71
Al_2O_3. . . .	0,44	Sp.

Ferner sei noch auf den niedrigen Prozensatz von Fe_2O_3 aufmerksam gemacht, welcher die Diploporendolomite von den erzführenden unterscheidet. Daher ist auch das Verwitterungsprodukt beider Dolomite verschieden. Während der erzführende Dolomit in der Regel zu Brauneisenerz verwittert, zerfällt der Diploporen-

[1]) Desgl. Seite 73.

dolomit zu einem weißen oder schwach gelblich gefärbten sandigen Produkte, zu welchem der oft zu beobachtende sandige Charakter jener Schichten das Anfangsstadium ist.

Organische Einschlüsse. In faunistischer Beziehung ist der Diploporendolomit zweifellos die interessanteste Stufe des ganzen oberschlesischen Muschelkalks. Die Versteinerungen kommen dabei nicht wie bei den erzführenden Dolomiten in den Feuersteinen, sondern im Dolomit selbst vor.

Das häufigste Fossil ist eine Kalkalge, *Diplopora annulata*, welche stellenweise das Gestein gänzlich erfüllt. In den hangendsten Schichten, welche ihrem Charakter nach schon mehr den Dolomitmergeln des Mittleren Muschelkalks gleichen, fehlen die Diploporen. In ihrer Gesellschaft findet man hauptsächlich Gastropoden, Crinoiden, zuweilen auch Korallen. Die mit den Diploporen zusammen vorkommenden Zweischaler sind klein und verkümmert. Ferner sind Brachiopoden in den Diploporendolomiten wesentlich seltener als in den Karchowitzer Schichten. *Waldheimia angusta* und *Rhynchonella Mentzeli* wurden überhaupt nicht beobachtet. Lamellibranchiaten trifft man namentlich in den hangendsten Schichten des Horizontes an, darunter besonders häufig *Myophoria vulgaris*, *Myophoria laevigata* und *Gervilleia costata*. Merkwürdigerweise findet man *Myophoria orbicularis*, welche jene Schichten noch mit Sicherheit in die Stufe des Unteren Muschelkalkes weist, immer nur in den tieferen Lagen des Horizontes vor. Es verdient besonders hervorgehoben zu werden, daß diese Art, welche in Thüringen, Rüdersdorf usw. im Schaumkalk so überaus häufig ist, in Oberschlesien zu den Seltenheiten zählt. Mit den Diploporen zusammen erlebten die Gastropoden zur Zeit der Ablagerung jener Schichten ihre Hauptentwicklung im oberschlesischen Muschelkalk. Nicht immer ist aber eine spezifische Bestimmung der einzelnen Formen möglich, da ihre Erhaltung oft recht mangelhaft ist. Eine reiche Gastropodenfauna ist von Ahlburg[1]) aus dem südlichen Oberschlesien beschrieben worden. Diese

[1]) Vergl. J. Ahlburg, Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. Heft 50, 1906, S. 81.

ist vor allem deshalb interessant, weil die meisten ihrer Formen oder nahe Verwandte von ihnen auch in dem alpinen Triasmeere gelebt haben.

Aus den Diploporendolomiten sind bisher folgende organischen Einschlüsse bekannt geworden:

Peronella caminensis Beyr. sp.
Montlivaltia triasina Dunker
Thamnastraea silesiaca Beyr.
Diplopora annulata Schafh. sp.
* *Diplopora Rauffii* Ahlburg
? *Dadocrinus gracilis* v. Buch sp.
Encrinus aculeatus v. Meyer
* » cf. *granulosus* Wissm.
» cf. *Carnalli* Beyr.
Pentacrinus dubius Beyr. sp.
Encrinus silesiacus Beyr. sp.
Cidaris transversa v. Meyer
** *Radiolus subnodosus* v. Meyer
Discina discoides v. Schloth. sp.
Retzia trigonella v. Schloth. sp.
Spiriferina fragilis v. Schloth. sp.
» *Mentzeli* Dunker sp.
Rhynchonella decurtata Gir.
Terebratula (Coenothyris) vulgaris v. Schloth. sp.
Placunopsis ostracina v. Schloth. sp.
Terquemia complicata Goldf. sp.
Pecten discites Bronn.
» *laevigatus* v. Schloth.
» *reticulatus* v. Schloth.
Prospondylus comtus Giebel sp.
Lima striata Goldf.
» *costata* Goldf.
Velopecten Albertii Goldf. sp.

---

*) Zitat nach Ahlburg.
**) Zitat nach Eck.

Cassianella Ecki Joh. Böhm
Hörnesia socialis v. Schloth. sp.
» *subglobosa* Credner sp.
Gervilleia costata Quenst.
Mytilus eduliformis Bronn
Macrodon impressum Münster sp.
Myophoria vulgaris v. Schloth. sp.
» *orbicularis* Bronn
» *laevigata* v. Alberti
* » *ovata* Bronn
» *elegans* Dunker
Myoconcha Mülleri Giebel sp.
Gonodon planum Münster sp.
Cypricardia Escheri Giebel sp.
Unicardium Schmidii Geinitz sp.
Pleuromya musculoides v. Schloth. sp.
**Dentalium regulare* Ahlburg
*cf. *Patella crateriformis* Kittl
* *Worthenia canalifera* Münster sp.
* » *cyclostoma* Ahlburg
*cf. *Worthenia Hausmanni* Goldf. sp.
* » » *elatior* E. Picard
**Worthenia Brancoi* Ahlburg
Euomphalus arietinus v. Schloth. sp.
*cf. *Euomphalus lineatus* Klippst.
***Delphinula infrastriata* v. Stromb.
**Coelocentrus silesiacus* Ahlburg
* *Trachynerita quadrata* var. *silesiaca* Ahlburg
* » » var. *canaliculata* Ahlburg
**Cryptonerita elliptica* Kittl
**Fossariopsis plana* Ahlburg
*cf. *Naticopsis [Marmolatella] planoconvexa* Kittl
* » » *cassiana* Münster sp.
* » *Ampullina pullula* var. *alsatica* Koken
**Loxonema granietziense* Ahlburg

*cf. *Chemnitzia Hehlii* Ziet. sp.
**Undularia scalata* v. Schloth. sp.
*cf. *Undularia dux* E. Picard
**Coelostylina gregaria* v. Schloth. sp.
* » » var. *extensa* E. Picard sp.
* » » » *lata* E. Picard sp.
* » *turris* Giebel sp.
* » *conica* Münster sp.
*cf. » *rhenana* Koken sp.
* » *Omphaloptycha Kokeni* Kittl. sp.
* » » *porrecta* Joh. Böhm sp.
* » » *pyramidata* Koken sp.
* » » *gracillima* Koken
* » » *infrastriata* Kittl. sp.
* » *Eustylus Koninckı* Münster sp.
**Eustylus minor* Koken
*cf. *Coelochrysalis Ammoni* Joh. Böhm
* » *Promathildia piliformis* Joh. Böhm
**Moerkia praefecta* Kitpl. sp.
**Treptospira fusiformis* Ahlburg
**Acrodus lateralis* Ag.

Ahlburg[1]) gelangte bei der Beurteilung der geologischen Verhältnisse der kleinen Triasinseln bei Imielin, Lendzin, Krassow u. s. f. im südlichen Oberschlesien zu dem Ergebnis, daß der dort auftretende Diploporendolomit das Äquivalent des Himmelwitzer Dolomits, der Karchowitzer Schichten und der Terebratelschichten sei, während die Gorasdzer Kalke allein als die Äquivalente des erzführenden Dolomites zu gelten hätten.

Die gleiche paläontologische Entwicklung des Diploporendolomits wie in den nordwestlich gelegenen Gebieten, z. B. das massenhafte Auftreten der Diploporen schon in den tiefsten Bänken jener Stufe, erklärt er durch ein frühzeitigeres Aufblühen derselben im südlichen Oberschlesien.

[1]) Vergl. J. Ahlburg, Die Trias im südlichen Oberschlesien, Abh. d. Königl. Preuß. Geol. L.-A., N. F. Heft 50, 1906, S. 75.

Ich halte eine derartige facielle Vertretung der Karchowitzer und der Terebratelschichten bei Granietz und Krassow für unwahrscheinlich, weil

1. die spezielle petrographische Ausbildung der Diploporendolomite [helle, feinkrystalline bis sandige Dolomite mit dünnen mergeligen, fossilarmen Bänken im Hangenden] im Norden wie im Süden die gleiche ist,
2. weil die Diploporendolomite durch einige Versteinerungen *[Diplopora annulata, Myophoria orbicularis* u. a. m.] besonders ausgezeichnet sind, die in den älteren Horizonten entweder sehr selten sind oder gänzlich fehlen. Andererseits kommen in den Diploporendolomiten eine Anzahl von Versteinerungen wie *Mysidioptera fassaënsis*, die meisten Myoconcha-Arten, *Rhynchonella Mentzeli* u. a. m. nicht mehr vor, denen man noch in den Karchowitzer Schichten begegnet,
3. weil bei analoger petrographischer Ausbildung die Zunahme der Mächtigkeit der Diploporendolomite ebenso wie die Abnahme der Mächtigkeit der erzführenden Dolomite nach Osten und Süden zu nur schrittweise erfolgt.

Meiner Meinung nach sind die Diploporendolomite in den östlichen Gebieten nur mächtiger als in den westlichen entwickelt, während die übrigen dolomitisierten Schaumkalkhorizonte nach Osten zu entweder in ihrer Mächtigkeit abnehmen, oder aber teilweise auskeilen.

Bogdanowitsch gliedert in Russisch-Polen die dolomitischen Schaumkalkäquivalente in

Dolomite von Kżre mit *Chemnitzia Haueri* und *Loxonema loxonematoides*,
Oberer Dolomit (mit Diplopora),
Unterer erzführender Dolomit.

Den untersten Horizont vergleicht er bezüglich seines Alters etwa mit den Gorasdzer Kalken, während er die beiden oberen als die jüngeren Teile der Schaumkalkstufe auffaßt. Gleichzeitig betont

er, daß ihm ein bestimmtes Kriterium fehle, sie mit den bekannten kalkigen oder dolomitischen Schaumkalkstufen Oberschlesiens zu parallelisieren.

Nach den Darstellungen von BOGDANOWITSCH halte ich es für sehr wahrscheinlich, daß der untere erzführende Dolomit in Russisch-Polen durchaus demjenigen der Beuthener Mulde entspricht, welcher nach obigen Ausführungen das Äquivalent der 3 kalkigen Horizonte des Oberen Wellenkalks im westlichen Oberschlesien ist. Die beiden oberen Horizonte wären dann mit den Diploporendolomiten Oberschlesiens zu parallelisieren. Diese Auffassung gewinnt namentlich auch deshalb an Wahrscheinlichkeit, weil aus den jüngeren Dolomiten von Krassow und Granietz im südlichen Oberschlesien ähnliche Gastropodenfaunen bekannt geworden sind, wie sie BOGDANOWITSCH von Siewiecz beschreibt.

Die Diploporendolomite sind bei Himmelwitz in einer Anzahl von Steinbrüchen aufgeschlossen. Weiter östlich durchragen sie bei Laband das Diluvium. Südlich von Tarnowitz stehen sie in der Umgegend von Trockenberg an, wo sie in einem der Steinbrüche auf der Höhe fast in ihrer ganzen Mächtigkeit über den erzführenden Dolomiten zu beobachten sind. Östlich von Beuthen werden sie bei Kamin, Brzozowitz, Przeleika und Groß-Dombrowka in einigen kleinen Steinbrüchen gewonnen. Die bedeutendsten Aufschlüsse im Diploporendolomit liegen jedoch im südlichen Oberschlesien bei Krassow und Granietz. Eine Überlagerung des erzführenden Dolomits durch Diploporendolomit ist dort besonders gut in dem Dolomitbruch südlich von Krassow zu beobachten. Hier sieht man in der Sohle des Bruches den erzführenden Dolomit aufgeschlossen, der tief dunkelbraun gefärbt ist und lokal ausgezeichnete Kreuzschichtung zeigt. Überlagert werden diese dunklen Schichten von einem löcherigen, grauweißen bis hellgelben Dolomit, der in gewissen Lagen ganz von *Diplopora* erfüllt ist.

B. Der Mittlere Muschelkalk.

Als Mittlerer Muschelkalk wird eine ca. 15—18 m mächtige Schichtenfolge von hellgelbem bis ockergelbem, mergeligem, gebändertem Dolomit aufgefaßt, worin bisher keine organischen Reste nachgewiesen werden konnten. Auch Einschlüsse von Hornsteinen sind ihm fremd. An der Basis jener Schichten liegt eine 25—70 cm mächtige Konglomeratbank, welche Eck noch zum Diploporendolomit rechnete. Ihre Einschlüsse sind flach und gewöhnlich nur wenig abgerollt.

Die chemische Zusammensetzung der Dolomitmergel ist außerordentlich gleichmäßig. Nur der Gehalt an gebundener Kieselsäure schwankt.

Nachstehende Analysen sind von Proben aus dem Steinbruch bei Kolonie Bergfreiheit hergestellt worden: Probe 4 wurde unmittelbar aus dem Liegenden der Konglomeratbank entnommen, welche dort den Oberen Muschelkalk einleitet.

	1	2	3	4
Fe_2O_3 . .	1,13	1,15	1,40	1,18 %
Al_2O_3 . .	1,11	1,90	1,05	0,54 »
CaO . . .	29,46	29,24	30,29	31,11 »
MgO . .	19,65	18,86	19,70	20,42 »
SiO_2 . . .	4,50	6,51	3,82	1,12 »
CO_2 . . .	44,13	42,35	43,70	45,60 »

Da jene Dolomite sich für technische Zwecke wenig eignen, — sie geben nur ein geringwertiges Baumaterial ab —, sind gute Aufschlüsse selten. Einer der besten liegt bei der Kolonie Bergfreiheit unweit Tarnowitz, wo die Dolomitmergel etwa 5 m mächtig unter den Schichten des Oberen Muschelkalks anstehen. In der Beuthener Mulde ist der Mittlere Muschelkalk in den verlassenen Steinbrüchen am Beuthener Wasserturm und bei der Kapelle nördlich vom Wilhelmsglückschacht, ferner südwestlich vom Vorwerk Neuhof unter den Schichten des Oberen Muschelkalks aufgeschlossen. An der Kapelle beim Wilhelmsglückschacht

und in einigen kleinen, westlich vom Vorwerk Neuhof gelegenen Aufschlüssen überlagert er in geringer Mächtigkeit die jüngsten Schichten des Diploporendolomits.

C. Der Obere Muschelkalk.

Die Schichten des Mittleren Muschelkalks werden an einzelnen Stellen in der Beuthener Mulde, ferner westlich von Tarnowitz bei Alt-Tarnowitz, Groß-Wilkowitz und Georgendorf, südlich von Tarnau und Nackel, bei Stubendorf, Kolonie Heinrichsdorf, nördlich und nordöstlich von Himmelwitz usw. von kalkigen und dolomitischen Ablagerungen bedeckt, die man auf Grund ihrer Fossilführung als die Äquivalente des Oberen Muschelkalks aufzufassen hat. Eck[1]) bezeichnete sie als Rybnaer Kalk. Die darüber auftretenden tonigen Ablagerungen stellte F. Roemer zum Keuper. Später fand Gürich[2]) bei der Bearbeitung einer Fauna, die aus einem kleinen Schacht bei Boruschowitz (östlich Tworog) stammte, daß in den Tonen und Mergelschiefern, welche die Rybnaer Kalke in Wechsellagerung mit gelbbraunen Dolomiten überdecken, noch *Ceratites nodosus* auftritt. Er vereinigte daher etwa 10 m der tonigen Sedimente als Boruschowitzer Mergelschiefer mit den übrigen Schichten des Oberen Muschelkalks, betonte aber, daß jene Schichten in petrographischer Hinsicht mehr dem Unteren Keuper als dem Oberen Muschelkalk gleichen.

Meine Beobachtungen im Oberen Muschelkalk haben sich ganz vorwiegend auf die Gebiete der Beuthener Mulde und auf die Gegend von Tarnowitz, Opattowitz, Rybna, Miedar, Larischhof, Groß-Wilkowitz, Georgendorf, Xiondzlas und Kunary (westlich Wieschowa) erstreckt.

Der Obere Muschelkalk ist dort in folgende Unterabteilungen gegliedert worden:

---

[1]) Vergl. H. Eck, Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks. Berlin 1865, S. 112.

[2]) Vergl. Gürich, Über die Boruschowitzer Mergelschiefer, Vortragsbericht in dem Jahresbericht der schlesischen Gesellschaft für Vaterländische Kultur 1887, S. 137.

Ceratitenschichten	4. Boruschowitzer Mergelschiefer	8—10 m mächtig
	3. Georgendorfer Schichten	5 » »
	2. Groß-Wilkowitzer Konglomeratschichten	5 » »
Äquivalente der Trochitenkalke	1. Alt-Tarnowitzer Schichten	12—13 » »

1. Die Alt-Tarnowitzer Schichten

bestehen vorwiegend aus grauen, dichten Kalken, denen zahlreiche mergelige, dolomitische Bänke eingelagert sind. An der Basis liegt eine 30—60 cm mächtige Bank, welche in der Tarnowitzer Gegend, bei Mikultschütz und Kunary zahlreiche, abgerollte Brocken von mergeligen Dolomiten, seltener von Kalken einschließt. Diese Konglomeratbank führt bei Mikultschütz Wirbeltierreste, und zwar hauptsächlich Fischschuppen und -zähne, seltener Knochen von Sauriern. Bei Kolonie Bergfreiheit scheint sie fossilleer zu sein. Sie fehlt nördlich von Beuthen in dem Aufschluß am Vorwerk Neuhof. Dort beginnt der Obere Muschelkalk mit einer 30 cm mächtigen grobkrystallinen, gelbrot gefärbten Kalkbank, welche wohl einzelne abgerollte Kalksteineinschlüsse birgt, ohne aber einen ausgesprochen konglomeratischen Charakter anzunehmen. Auch diese Bank ist dort reich an Wirbeltierresten. Über der Konglomeratbank folgen gewöhnlich 3 m mächtige, hellgelbe, mergelige Dolomite und dunkelgraue, splitterige Kalke in Wechsellagerung. Die hangendsten Schichten des Horizontes werden von gelbgrünlichen, zum Teil grau gefleckten Kalken und Dolomiten gebildet.

Nachstehendes Profil vom Steinbruch bei Kolonie Bergfreiheit erläutert die petrographischen Verhältnisse der Alt-Tarnowitzer Schichten noch spezieller.

Oberer Muschelkalk	7.	0,60 m gelber, mergeliger Dolomit mit erdigem Bruch
	6.	0,80 » grauvioletter, dichter Kalkstein mit splitterigem Bruch
	5.	0,35 » gelber Dolomitmergel mit erdigem Bruch
	4.	0,20 » gelblicher, harter Dolomit mit muscheligem Bruch
	3.	1,30 » gelblichweißer, harter Dolomitmergel mit muscheligem Bruch
	2.	0,4—0,6 m konglomeratische Bank mit dolomitischen Einschlüssen
Mittlerer Muschelkalk	1.	4,20 m gelber Dolomitmergel.

In welcher Weise sich die chemische Zusammensetzung der Schichten allmählich ändert, zeigt eine Anzahl von Analysen, welche von Proben einer jeden Bank des oben angeführten Profils hergestellt worden sind. Die Analysen sind mir in dankenswerter Weise von dem Bergreferendar Herrn von Mocki zur Verfügung gestellt worden.

	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	SiO_2	CO_2
1.	1,13	1,11	29,46	19,65	4,50	44,13 %
2a.	1,83	0,66	30,87	20,30	0,79	45,55 »
2b.	1,48	0,56	31,48	20,18	0,65	45,62 »
2c.	1,80	0,95	30,44	19,36	3,10	44,31 »
3.	1,13	1,89	29,03	18,97	6,51	42,43 »
4.	1,98	1,00	30,40	19,34	2,78	44,45 »
5.	1,60	3,94	25,65	17,17	13,35	38,21 »
6.	1,10	1,07	52,18	0,45	3,96	41,18 »
7.	0,60	1,55	34,15	15,33	4,11	42,95 »

Die Analyse einer Probe aus der obersten Bank der Alt-Tarnowitzer Schichten (Parusselscher Steinbruch bei Opattowitz) ergab:

Fe_2O_3 . . .	1,93 %
Al_2O_3 . . .	1,02 »
CaO . . .	32,64 »
MgO . . .	17,67 »
SiO_2 . . .	2,62 »
CO_2 . . .	44,15 »

Die Analysen zeigen, daß der Gehalt an MgO in den jüngeren Lagen allmählich abnimmt, während der Gehalt an Fe_2O_3 und Al_2O_3 annähernd derselbe bleibt. Unregelmäßigen Schwankungen ist der Anteil an gebundener Kieselsäure unterworfen, der sich im Rahmen der Analysen zwischen 0,79 % und 13,35 % bewegt.

Die Alt-Tarnowitzer Schichten sind sehr arm an Versteinerungen. Die wenigen Formen, welche aus jenen Schichten bekannt geworden sind, geben der Fauna einen ausgesprochenen Binnensee-Charakter. Nahezu sämtliche alpine Triasversteinerungen, welche den jüngeren Schichten des Oberen Wellenkalks in faunisti-

scher Beziehung ein besonderes Gepräge verleihen, fehlen. Bemerkenswert ist, das in diesen Schichten Wirbeltierreste wieder häufiger vorkommen. Bisher kannten wir ein häufiges Vorkommen derselben nur aus der unteren Abteilung des Unteren Wellenkalks, welche abgesehen von *Dadocrinus* eine Fauna von rein germanischem Charakter birgt. Die Schichten der oberen Abteilung des Unteren Wellenkalks, deren Fauna einen schwachen Zuzug aus dem alpinen Tiasmeer zu verzeichnen hat, sind erheblich ärmer an Wirbeltierresten. Noch seltener sind solche in den Schichten des Oberen Wellenkalks, zu dessen Zeit eine beträchtliche Einwanderung von Formen aus dem ozeanischen Triasmeer festgestellt worden ist.

Es steht also hier zweifellos das Auftreten von Wirbeltieren in Abhängigkeit von der Zusammensetzung der Fauna der Wirbellosen.

Die Einwanderung alpiner Formen nach Oberschlesien hatte vorübergehende, zur Zeit der Ablagerung des Oberen Wellenkalks wahrscheinlich sogar ständige Verbindungen des oberschlesischen mit dem alpinen Triasmeer zur Voraussetzung. Jene Meeresverbindungen mögen für eine Reihe von Wirbeltieren, insbesondere für Nothosauriden, ungünstige Lebensbedingungen geschaffen haben, so daß sie sich weiter westlich in die Gebiete des rein germanischen Triasmeeres zurückzogen. Sie erscheinen erst wieder in Oberschlesien, nachdem die Verbindung mit dem ozeanischen Triasmeere zur Zeit der Ablagerung des Oberen Muschelkalks dauernd unterbrochen blieb.

An organischen Resten sind aus den Alt-Tarnowitzer Schichten bekannt geworden:

Spiriferina fragilis v. Schloth. sp.
Terebratula (Coenothyris) vulgaris v. Schloth. sp.
» *(Waldheimia) angusta* v. Schloth. sp.
Terquemia complicata Goldf. sp.
Hörnesia socialis v. Schloth. sp.
Velopecten Albertii Goldf. sp.
Pecten discites Bronn
Pseudocorbula incrassata Münster sp.

Acrodus pulvinatus SCHMID sp.
Hybodus plicatilis AG.
Hybodus Mougeoti AG.
Gyrolepis tenuistriatus MÜNSTER
vereinzelte Reste von *Nothosaurus*.

Da *Ceratites compressus* sowie andere Cephalopoden erst in dem nächst jüngeren Horizonte auftreten, halte ich die Alt-Tarnowitzer Schichten für die Äquivalente der Trochitenkalke Westdeutschlands und Thüringens. *Encrinus liliiformis* fehlt. Die wenigen kleinen aufgefundenen Crinoidenstielglieder lassen keine nähere Bestimmung zu.

Zu den Alt-Tarnowitzer Schichten gehören alle Kalke und Dolomite des Oberen Muschelkalks, die im Bereiche der Beuthener Mulde auftreten, so z. B. bei Vorwerk Neuhof östlich Dombrowa, im Felde der Apfelgrube am Beuthener Stadtpark, in der Nähe der Preußengrube östlich von Miechowitz, beim Schulgebäude in Rokittnitz, sowie in der Nähe der Schächte der Neuen Abwehrgrube zu Mikultschütz. Ausgedehntere oberflächliche Verbreitung haben jene Schichten in der Umgebung von Alt-Tarnowitz, wo sie bei Kolonie Bergfreiheit über dem Mittleren Muschelkalk und bei Opattowitz unter den Schichten der Groß-Wilkowitzer Stufe aufgeschlossen sind. Auch auf den Höhen von Kunary, westlich von Wieschowa, sind hauptsächlich Kalke dieser Stufe entwickelt.

In Russisch-Polen dürften die von BOGDANOWITSCH erwähnten dolomitischen Mergel von Wygelsa mit *Promathildia* zu den Alt-Tarnowitzer Schichten gehören, welche dort etwa an der Basis des Oberen Muschelkalks lagern.

2. Die Groß-Wilkowitzer Konglomeratschichten

bestehen vorwiegend aus grobkrystallinen, blaugrau gefärbten, dickbankigen Kalken. Einzelne Bänke schließen zahlreiche stark abgerollte Kalkbrocken ein. Rein dolomitische Schichten fehlen. Da sie von allen Schichten des Oberen Muschelkalks gegen die Einflüsse der Verwitterung am widerstandsfähigsten sind, bilden sie meist die Kuppen flach ansteigender Hügel und Höhenrücken.

Die Groß-Wilkowitzer Konglomeratschichten sind allenthalben sehr versteinerungsreich, wenn auch die Zahl der vorkommenden Arten an sich gering ist. Etwa 30—40 cm über den Alt-Tarnowitzer Schichten enthält eine Kalkbank zahlreiche Exemplare von *Pecten discites*. Diese Schicht läßt sich in den Aufschlüssen zwischen Tarnowitz und Groß-Wilkowitz überall gut verfolgen. In den oberen Lagen werden die Lamellibranchiaten durch die Brachiopoden fast gänzlich verdrängt. Namentlich sind die konglomeratischen Bänke reich an Exemplaren von *Coenothyris vulgaris* und *Spiriferina fragilis*. Gastropoden und Echinodermen scheinen gänzlich zu fehlen. In den obersten Schichten dieses Horizontes treten die ersten Exemplare von *Ceratites compressus*, des nahen Verwandten von *Ceratites nodosus*, auf[1]).

Wirbeltierreste sind überaus häufig. Vor allem kommen Knochen von *Nothosaurus*, aber auch Fischschuppen und Zähne in Menge vor.

Verzeichnis der organischen Einschlüsse:

Spiriferina fragilis v. Schloth. sp.
Coenothyris vulgaris v. Schloth. sp.
Placunopsis ostracina v. Schloth. sp.
Terquemia complicata Goldf. sp.
Pecten discites Bronn.
» *laevigatus* v. Schloth.
» *reticulatus* v. Schloth.
Lima striata Goldf.
Hörnesia socialis v. Schloth. sp.
Velopecten Albertii Goldf. sp.
Myophoria vulgaris v. Schloth.
Nautilus bidorsatus v. Schloth.
Ceratites compressus E. Phil.
**Acrodus lateralis* Ag.
» *Gaillardoti* Ag.

[1]) Nach Philippi's Ansicht gehören alle im Oberen Muschelkalke Oberschlesiens vorkommenden Ceratiten zu *Ceratites compressus*. Vergl. E. Philippi, die Ceratiten des Oberen deutschen Muschelkalks. Pal. Abh., Bd. VIII, S. 33.

*) Zitat nach Eck.

Acrodus immarginatus v. MEYER
* » *Braunii* AG.
**Palaeobates angustissimus* AG. sp.
Hybodus plicatilis AG.
» *Mougeoti* AG.
» *polycyphus* AG.
» *longiconus* AG.
* » *major* AG.
**Leiacanthus Opatowitzanus* v. MEYER
* » *Tarnowitzanus* v. MEYER
Colobodus varius GIEBEL
**Saurichthys apicalis* AG.
» *Mougeoti* AG.
* » *tenuirostris* MÜNSTER
**Gyrolepis tenuistriatus* AG.
» *Albertii* AG.
**Tanystropheus conspicuus* v. MEYER
Nothosaurus mirabilis MÜNSTER
*ein *Pistosaurus*-Zahn.

Die Kalke dieses Horizontes stehen vorwiegend in der Umgegend von Groß-Wilkowitz und Georgendorf an. Ferner bilden sie die Höhenzüge westlich und südlich von Vorwerk Oschin (bei Alt-Tarnowitz), sowie westlich von Alt-Tarnowitz und südlich von Strohkretscham.

Da sie wegen ihrer Härte ein begehrtes Baumaterial sind, findet man sie auch allenthalben in kleinen Steinbrüchen aufgeschlossen. Meist trifft man noch in der Sohle dieser kleinen Aufschlüsse die hangendsten Schichten der älteren Stufe an, auf deren Abbau aber in der Regel verzichtet wird.

3. Die Georgendorfer Schichten.

Über den Groß-Wilkowitzer Schichten lagern noch 5 Meter mächtige, z. T. ockergelbe, mergelige Kalke und Dolomite, welche die kalkig-dolomitischen Schichten des Oberen Muschelkalks nach oben hin abschließen. Den Abschluß bildet bei Georgendorf eine etwa 20 cm mächtige oolithische Dolomitbank.

Die Fauna der Georgendorfer Schichten weicht vollkommen von derjenigen der beiden tieferen Stufen ab. Sie besteht vorwiegend aus Zweischalern, speziell Myophorien. *Myophoria vulgaris* und *Myophoria laevigata* bilden außer den etwas weniger häufigen Formen wie *Pseudocorbula perlonga*, *Tellina edentula* und *Anoplophora* cf. *Münsteri* die Hauptbestandteile der Fauna. Die Gastropoden haben in der Regel keine bestimmbaren Reste geliefert. Brachiopoden und Echinodermen scheinen gänzlich zu fehlen; Wirbeltierreste kommen nur sehr vereinzelt vor.

Verzeichnis der organischen Einschlüsse:

Pecten discites Bronn
Hörnesia socialis v. Schloth. sp.
Gervilleia costata Quenst.
» *Goldfussi* v. Stromb.
Myophoria vulgaris v. Schloth. sp.
» *laevigata* v. Alberti
Myoconcha sp.
Anoplophora sp. (cf. *Münsteri*)
Tellina edentula Giebel
Pseudocorbula perlonga Grupe
Loxonema falcatum E. Picard.

Die Georgendorfer Schichten sind, soweit jetzt bekannt, nur in einzelnen kleinen Gruben und Löchern im Kamienietzer Wald, östlich von Georgendorf, aufgeschlossen. Aber auch diese Aufschlüsse sind vollkommen verfallen und zugewachsen, so daß man an Ort und Stelle stets erst nach längeren Aufschlußarbeiten ein klares Bild von den anstehenden Schichten erlangen kann.

Aus rein stratigraphischen Gründen scheinen die dolomitischen Mergel von Klimontowo mit *Myophoria Goldfussi* und *Trigonodus Sandbergeri* in Russisch-Polen, welche Bogdanowitsch für jünger als die Rybnaer Kalke hält, den Georgendorfer Schichten zu entsprechen. Nach den bisherigen Erfahrungen fehlen zwar sowohl *Myophoria Goldfussi* als auch *Trigonodus Sandbergi* diesen Schichten in Oberschlesien. Darauf ist aber wohl deshalb weniger Gewicht

zu legen, weil die Georgendorfer Schichten bisher nur an einer einzigen Stelle eine Fauna geliefert haben, welche daher kaum eine vollständige des ganzen Horizontes sein dürfte.

4. Die Boruschowitzer Mergelschiefer.

Über den Georgendorfer Schichten stellen sich vorwiegend tonige Ablagerungen ein, die ihrem petrographischen Charakter nach schon vollkommen den Ablagerungen des Unteren Keupers gleichen. Allein das Vorkommen von *Ceratites compressus* zwingt uns, sie noch dem Oberen Muschelkalk als besondere Stufe anzugliedern.

In der Hauptsache bestehen die Boruschowitzer Mergelschiefer aus blauschwarzen Tonen resp. blaugrauen Mergelschiefern, welche mit 10—40 cm mächtigen Zwischenlagen von grauen, im Ausgehenden mit gelber Farbe verwitternden Dolomiten oder Kalksteinen wechsellagern. Auch dünne, wenige Zentimeter mächtige Bänkchen von quarzitischem Sandstein treten bisweilen zwischen den tonigen Ablagerungen auf.

Nicht selten finden sich in den Dolomiten spärliche Schwefelkiespartikel, in den Tonen und Mergelschiefern schwarze Zinkblende in geringen Körnern eingesprengt. Letztere gaben Veranlassung, bei Boruschwowitz s. Z. einige kleine Versuchsschächte abzuteufen.

Gürich[1]) erwähnt von Boruschowitz aus diesen Schichten das häufige Vorkommen kleiner Krebse, welche nach seinen Angaben eine gewisse Ähnlichkeit mit den bisher aus dem oberschlesischen Muschelkalk bekannten Gattungen *Pemphix*, *Lithogaster* und *Lissocardia* hätten. Am häufigsten trifft man Schuppen von Fischen an, die zu *Gyrolepis*, *Saurichthys* und *Hybodus* gehören dürften. Bestimmbare Zweischalerreste sind selten. Am häufigsten findet man *Myophoria vulgaris*, von Brachiopoden gelegentlich *Lingula*. *Ceratites compressus* wurde auch neuerdings in einer Bohrung bei Jasten 67 m tief in einem glimmerreichen Sandstein nachgewiesen.

---

[1]) Vergl. Gürich, Über die Boruschowitzer Mergelschiefer, Vortragsbericht in dem Jahresbericht der Ges. f. vaterländische Kultur 1887, S. 137.

Zu den Boruschowitzer Mergelschiefern gehören die tonigen Ablagerungen, welche zwischen Xiondzlas und Georgendorf das Diluvium durchragen und ferner zwischen Miedar und Larischhof sowie nordwestlich von Groß-Wilkowitz den kalkig-dolomitischen Schichten des Oberen Muschelkalks auflagern.

Da sich die Tone der Boruschowitzer Mergelschiefer infolge ihrer zahlreichen kalkigen und dolomitischen Zwischenlagen nicht als abbauwürdig erweisen, fehlen in ihnen Aufschlüsse über Tage vollkommen. Zur Orientierung über die petrographische Beschaffenheit dienten, abgesehen von Beobachtungen im Gelände, Tiefbohrungen, welche bei Miedar, Jasten und Kopanina die ganze Schichtenfolge durchsunken haben. Möglicherweise gehören die Tone und Dolomite, die in der Ziegelei des Herrn von Koschitzki zu Larischhof in der Sohle der Tongrube aufgeschlossen sind, noch zu den Boruschowitzer Mergelschiefern.

Berlin, den 15. März 1913.

Zur Gliederung des Muschelkalkes in Oberschlesien.

Zu Seite 340.

	Eck und Roemer 1865	Wysogorski 1903	Michael 1903	Ahlburg im südlichen Oberschlesien 1906	Bogdanowitsch im Becken von Dombrowa (Russisch-Polen) 1907	Nach obigen Ausführungen	
Oberer Muschelkalk	Rybnaer Kalk	Boruschowitzer Mergelschiefer (Nach Gürich) Rybnaer Kalk Trochitenkalke (Nach Michael)	Normal: Ceratitenkalke / Trochitenkalke In der Beuthener Erzmulde: Mergelige Dolomite		Dolomitischer Mergel bei Klimontowo mit *Myophoria Goldfussi* und *Trigonodus* Dolomitischer Mergel bei Starchinowo und Wygelsa mit *Promathildia*	Boruschowitzer Mergelschiefer Georgendorfer Schichten Groß-Wilkowitzer Konglomeratschichten Alt Tarnowitzer Schichten	Ceratitenschichten Äquivalente der Trochitenkalke
Mittl. Musch.-Kalk	Dolomitmergel	Gelbliche Dolomitmergel	Mergelige (Zellen-) Dolomite			Mergelige Dolomite	
Unterer Muschelkalk — Oberer Wellenkalk oder Schaumkalk	im Westen: Himmelwitzer Dolomit; Mikultschützer Kalk; Terebratel- u. Encriniten-schichten; Gorasdzer Kalk; Blauer Sohlenstein im Osten: Himmelwitzer Dolomit; Erzführender Dolomit; Blauer Sohlenstein	im Westen: Himmelwitzer Dolomit; Mikultschützer Kalk; Terebratel- u. Encriniten-schichten; Stylolithen-kalke im Osten: Himmelwitzer Dolomit; Unterer erzführender Dolomit; Blauer Sohlenstein	Normal: Diploporen-dolomite; Spiriferinen- u. Cidaritenkalke; Terebratelkalke; Stylolithenkalke (n. Wysogorski) südl. d. Orlauer Stör.: Eisenschüssige Dolomite mit Diplopora; Eisenschüssige Dolomite mit geschwefelten Erzen in den unt. Schichten	Oberer nulliporenführender Dolomit Unterer erzführender Dolomit	Dolomite von Krże mit *Chemnitzia Haueri* und *Loxonema loxonematoides*. Oberer Dolomit (mit Diplopora) Unterer erzführender Dolomit	im Westen: Diploporen-dolomite; Obere Karchowitzer Schichten; Cidaritenbank; Untere Karchowitzer Schichten; Terebratel-schichten; Gorasdzer Schichten im Osten: Diploporen-dolomite; Erzführender Dolomit	
Unterer Wellenkalk	Chorzower Kalk; Kavernöse Kalke	Chorzower Kalk (Zone des *Dadocrinus gracilis*); Kavernöse Kalke	im Westen: Dadocrinuskalke: Saurierkalke; Kavernöse Kalke im Osten: Plattige Kalke, Rhizocorallienkalke (Werksteinbänke) Pectenkalke; Kavernöse Kalke	Sohlenkalk; 2. Zellenkalkhorizont; Mergelkalkhorizont; 1. Zellenkalkhorizont; Dadocrinuskalke; Pectenkalk; Lingulabänke	Sohlenstein Wellenkalk	3. Wellenkalkhorizont; Mergelkalkhorizont; 2. Wellenkalkhorizont; Horizont der Konglomeratbänke; Zellenkalkhorizont; 1. Wellenkalkhorizont; Pecten- und Dadocrinuskalke	
Buntsandstein (Röt)	Rötdolomit	Rötdolomit	Dolomite mit *Myophoria costata* Kalke u. Dolomite mit *Myophoria costata*	Kavernöse Kalke; Rötdolomit	Rötdolomit	gelegentlich zu kavernösen Kalken verwittert: Rötkalke mit *Lingula tenuissima*; Rötdolomite (Stufe der *Beneckeia tenuis*).	Stufe der *Myophoria costata*

Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien.

Von Herrn **R. Michael** in Berlin.

Mit 3 Profilen und 2 Übersichtskarten.

Das Auftreten von salzhaltigem Wasser ist von einigen Punkten in Oberschlesien bereits seit alter Zeit bekannt.

Seit mehreren Jahrzehnten sind auch zwei Solquellenbäder Jastrzemb und Goczalkowitz im Betriebe. Beide Bäder danken gelegentlichen Solfunden, die bei Versuchsbohrungen auf Steinkohle gemacht wurden, ihre Existenz. Später sind durch Bergbau oder Bohrungen Solquellen im Verbreitungsgebiet der Schichten des Steinkohlengebirges, meist in diesen selbst, häufiger festgestellt worden. Ihr Ursprungsgebiet ist aber in den überlagernden Schichten des Miocäns zu suchen.

Die Auffindung von Steinsalzlagern in abbauwürdiger Stärke dagegen ist erst ein Ergebnis neuerer Untersuchungen und systematischer Feststellungen. Diese wurden gleichfalls durch Zufallsfunde bei Steinkohlenbohrungen veranlaßt. Damit gelangten die zahlreichen Versuche zu einem erfolgreichen Abschluß, welche namentlich in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts in Oberschlesien ohne Erfolg vorgenommen, und dann als hoffnungslos aufgegeben worden waren.

Das Steinsalz tritt gleichfalls in dem Miocän auf.

Ablagerungen des marinen Miocäns sind in Oberschlesien weit verbreitet und in größerer Mächtigkeit, namentlich im südlichen Oberschlesien, entwickelt. Sie lassen sich auf der linken Oderseite nordwärts bis in die Gegend von Neisse und Krappitz ver-

folgen[1]). Auf der rechten Oderseite bildet der Muschelkalkzug des Annaberges bei Leschnitz und seine östliche Fortsetzung bis Tost, weiterhin das Triasgebiet der Gegend von Tarnowitz und Beuthen die Grenze ihrer nördlichen Verbreitung. Die Mächtigkeit des Miocäns ist in diesem nördlichen Gebiet allerdings eine geringere als im Süden; ebenso ist der Zusammenhang der Schichten häufig unterbrochen; sie sind stellenweise sogar nur als Ausfüllung von Schlotten oder Spalten in den Triaskalksteinen erhalten. Erst südlich von der sattelförmigen Aufwölbung der Carbonschichten zwischen Gleiwitz und Kattowitz erhält das Miocän unter diluvialen Schichten von wechselnder Mächtigkeit seine charakteristische Entwicklung. Von kleineren Partieen aufragenden Carbons und einzelnen Triasschollen abgesehen, bildet es in zusammenhängenden Flächen das Deckgebirge des mit seiner Oberfläche nach S. geneigten Steinkohlengebirges. In tektonisch angelegten Talzügen, welche die Oberfläche des Steinkohlengebirges durchsetzen, erreichen auch die Absätze des von S. eingebrochenen Tertiärmeeres Mächtigkeiten, welche die durchschnittliche Stärke ganz erheblich übertreffen.

Von zahlreichen Tages- und bergbaulichen Aufschlüssen abgesehen, liegen mir über 200 Tiefbohrungen vor, darunter eine große Anzahl von Diamantbohrungen, deren Kernmaterial eine sichere Beurteilung der Schichtenfolgen ermöglichte.

Deshalb besitzen die stratigraphischen Ergebnisse, die aus dem Vergleich der gesamten und z. T. recht erheblichen Mächtigkeiten vollständiger Profile der Formation gewonnen werden können, einen entsprechend größeren Wert als die durch Kombinationen der faunistischen oder faciellen Verschiedenheiten von Einzelaufschlüssen erlangten Schlußfolgerungen.

Die Mächtigkeit des tertiären Deckgebirges steht im allgemeinen im direkten Verhältnis zur Tiefenlage der Carbonoberfläche, da die Tagesoberfläche nur unbedeutende topographische Verschiedenheiten aufweist. Die Carbonoberfläche bietet das Bild einer von tiefen Talzügen durchfurchten Hügellandschaft. Dies erklärt

[1]) Vergl. Michael, Dieses Jahrbuch für 1907, S. 216.

den oft raschen Wechsel der Mächtigkeiten ihrer tertiären Auflagerung. Kaum unter 50 m, häufiger ca. 100 m mächtig, zeigen die Normalprofile, namentlich dort, wo der Salzhorizont entwickelt ist, Mächtigkeiten von 250—300 m, die aber vielfach noch übertroffen werden und bis auf 800 m Stärke anschwellen können.

Bei dieser Mächtigkeit sind dann aber in Oberschlesien außer dem Miocän auch die Schichten des Oligocäns beteiligt. Zumeist treten diese Schichtenmächtigkeiten in tektonischen Einsenkungen auf.

Die Geschichte der alten Versuche zur Auffindung von Salz in Oberschlesien ist nicht ohne Interesse. Deshalb soll sie kurz erwähnt werden. Die älteste Nachricht über Salzfundstätten in Oberschlesien gibt eine Urkunde des Herzogs Mesto von Oppeln aus dem Jahre 1242. Die gleiche Gegend (Solcze bei Orlau) wird in einer späteren Urkunde des Herzogs Wladislaw von Oppeln, 1268, als salzführend genannt[1]). Das sogenannte Salzsiedefieber hat im 16. Jahrhundert in Orlau zu Versuchen geführt, auch Salz zu gewinnen, die häufig wiederholt, immer aber wieder aufgegeben werden mußten, weil es nicht gelang, die zufließenden Süßwasser abzuhalten. Weitere Arbeiten wurden dann mit gleichem Mißerfolg bei Solcze selbst unternommen. Trotz dieser Fehlschläge wurden die unter der österreichischen Herrschaft begonnenen Salzerschließungsversuche fortgesetzt, als Schlesien in den Besitz Preußens gelangte. In einem der ältesten Werke, welches sich mit der Geologie deutscher Gebiete beschäftigt, erwähnt Lehmann (Versuch einer Geschichte von den Flötzgebürgen, Berlin 1756), daß die zahlreichen Pflanzenabdrücke von Nikolai wegen des vielen beigemengten Kochsalzes so leicht verwitterten. Auf Allerhöchsten Befehl seien 1755 dort Versuche auf Steinsalz gemacht worden. Hinter Berun bei Sultza, Kopziowitz, Piascowitz, lege sich bereits das Steinsalzgebirge an, welches bei Wieliczka gebaut werde. »Es sei der Letten da, es ist der Kalkstein mit Muscheln da, es ist der Schwefellebergeruch da, die Wasser dort herum sind stark salzig. Mit einem Wort, es sind alle Erscheinungen und alle Erdschichten

[1]) Wutke, Die Salzerschließungsversuche in Schlesien in vorpreußischer Zeit. Zeitschrift des Vereins für Geschichte und Altertum Schlesiens, 28. Band, Breslau 1894, S. 102 ff.

da, welche man bei Wieliczka findet und es ist kein Zweifel, es werde auch das Steinsalz sich zur Genüge in mehrerer Teufe finden, zumal, da alle Erd- und Steinarten aus den angefangenen Schächten in einem Tage an der Luft mit kubischen Salzkrystallen beschlagen.«

Die preußische Regierung richtete ihr Augenmerk dann nicht mehr lediglich auf die Erschließung von Solquellen, sondern auf die Auffindung von Steinsalzlagern selbst. Eine königliche Ordre vom 20. Juni 1780 an den Oberbergrat Baron von Reden zu Malapane bestimmte, noch in diesem Jahre in der Standesherrschaft Pleß Versuche auf Steinsalz mit Bohren anzustellen. Auch die planmäßigen Nachforschungen durch Sachverständige führten aber zu keinem Erfolg, wenngleich auch der Grundgedanke für das Vorgehen ein richtiger war. Bohrungen wurden 1802 außer im Plesserbei Berun im Leobschützer- und Ratiborer Kreise ausgeführt. Der schlesische Minister Graf Hoym hielt es dann für angemessen, die Auffindung von Steinsalzlagern in Oberschlesien dem Zufall zu überlassen.

Ältere geologische Literatur.

Die ältere geologische Literatur erörterte die Frage des Vorkommens von Steinsalz und Sole je nach den Ergebnissen der vorgenommenen Versuche. von Oeynhausen (Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien usw., Essen 1822) weist auf die Beziehungen zwischen Steinsalz und Gips hin. Trotzdem seien in dem Gipsgebirge Oberschlesiens bisher nur Spuren von Salzsole, niemals eigentliche Solquellen gefunden worden. Diese seien auf die Gegend von Orlau und Karwin in Ost-Schlesien beschränkt, die Orlauer Salzquelle käme aus dem Kohlensandstein, diejenige von Solcze aus einem blauen Letten. Schwache Solquellen seien bei Troppau und Groß-Gorzütz festgestellt worden. Man solle sich nicht mit dem Stoßen von Bohrlöchern begnügen, sondern gleich Schächte abteufen. v. Carnall erwähnt die gleiche Solquelle (in H. Grabowski, Flora von Oberschlesien und den Gesenken, Breslau 1843, geognostische Übersicht von Oberschlesien, S. 417 ff.) und ferner das Antreffen eines 100 Fuß mächtigen Gipslagers bei Laband; er spricht die Vermutung aus, daß der Sandstein bei Kopziowitz und Neuberun Kar-

pathensandstein sein könnte. Dann wäre es nicht unwahrscheinlich, in den gipshaltigen Tonen der Gegend, welche bei den Bohrungen gelegentlich salzhaltiges Wasser geliefert hatten, das Wieliczkaer Steinsalzgebirge wiederzufinden. Die dort betriebenen Salzbohrversuche würden deshalb die Wahrscheinlichkeit eines Erfolges für sich haben. Später (Entwurf eines geognostischen Bildes von Oberschlesien. Bergmännisches Taschenbuch 1844, S. 110) mußte v. CARNALL aber selbst berichten, daß die Steinsalzbohrung beim Vorwerk Solze mit 104 m Tiefe ohne Erfolg geblieben sei. Ebensowenig Ergebnis habe die Salzbohrung von Klein-Gorzütz am Rande des Olsatales gebracht, welche bereits in 158 m Tiefe Tonmergel mit Kalksteinen und Gips vergesellschaftet angetroffen habe. BEYRICH (Über die Entwicklung des Flözgebirges in Schlesien, KARSTEN's Archiv für Mineralogie, S. 81—86, Bd 18, 1844) hat in seiner ersten kurzen, für die Kenntnis der oberschlesischen Tertiärablagerungen aber grundlegenden Mitteilung die Möglichkeit des Vorkommens von Salzquellen oder Steinsalz eingehend erörtert. Als Grund für die Ergebnislosigkeit aller Versuche nennt er die Entfernung vom Karpathenrande; nur am Rande des Gebirges kämen Steinsalz oder Salzquellen vor, deren Entstehung durch Spalten längs des Gebirgsrandes zu erklären sei. KUH betonte 1852 (Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft 1852, S. 225) die Gleichaltrigkeit des oberschlesischen Gipsgebirges der Ratiborer Gegend mit dem Tegel von Baden bei Wien. Außer den Bohrlöchern von Klein-Gorzütz, Solze, Berun wurden dann noch Salzversuche in Czuchow gemacht, wo nach DEGENHARDT (Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft Bd. 6, 1854, S. 19) Gips und gipsführender Tegel in 20 m Mächtigkeit bei 60 m Tiefe angetroffen wurden. Später wurde durch v. CARNALL (Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft Bd. 8, 1856, S. 158) das Ergebnis eines Bohrloches in Sosnitza bei Gleiwitz mitgeteilt, welches nach der Analyse SONNENSCHEIN's Steinsalz mit 99,03 % Chlornatrium und 0,97 % unlöslichen Bestandteilen angetroffen hat. Das Wasser der Bohrung besaß starken Schwefelwasserstoffgeruch, Schwefeleisen und salzigen Geschmack; Brom und Jod fehlten. Bei Erörterung weiterer Bohr-

versuche in der Gegend von Pleß (Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft Bd. 10, 1858, S. 10) weist v. Carnall nochmals darauf hin, daß Versuche nach Quellen und Steinsalz in Oberschlesien am zweckmäßigsten südlich von Pleß an der Weichsel anzustellen wären. Hier nähere man sich der Verlängerung desjenigen Hauptstriches, in welchem die galizischen Salzmassen liegen. Diese Aussicht habe in neuerer Zeit noch mehr Grund erhalten, da es kaum noch zweifelhaft sei, daß die Mergel, welche das Wieliczkaer Steinsalz einschließen, mit dem oberschlesischen Gipsgebirge konform sind. Er erwähnt gleichzeitig die ersten Ergebnisse eines Bohrloches bei Goczalkowitz, die damals bis 400 Fuß Tiefe vorlagen, und bei denen gerade ein Wasser mit 2,8 % Salzgehalt erbohrt worden sei.

Ferdinand Roemer (Geologie von Oberschlesien, Breslau 1878, S. 372) betont das häufige Gipsvorkommen und die Verbreitung eines schwachen Salzgehaltes in den tonigen Schichten überhaupt. Die Hoffnung, auch in Oberschlesien edle Steinsalzlager aufzufinden, müsse wohlbegründet erscheinen. Allein alle zu diesem Zweck angestellten Versuche haben sich als erfolglos erwiesen, und es erscheine in der Tat das Vorkommen des Steinsalzes an den unmittelbaren Nordabhang der Karpathen östlich von dem oberschlesischen Becken gebunden zu sein.

Neuere Aufschlüsse.

Mit den letztgenannten Bohrungen hörten die in der ausgesprochenen Absicht der Erschließung von Steinsalz oder Sole niedergebrachten Bohrungen in Oberschlesien völlig auf. Erst den systematischen Bohrungen, welche der preußische Fiskus in den 80er Jahren im südlichen Oberschlesien zur Feststellung des Steinkohlengebirges niederbringen ließ, war es vorbehalten, die lange erörterte Frage der Steinsalzvorkommen ihrer Lösung ganz erheblich näherzubringen. Die Gewinnung sicherer Anhaltspunkte für die Beurteilung wurde erheblich unterstützt durch die befolgte Bohrmethode, bei der auch im Deckgebirge Bohrkerne gewonnen wurden. Ihre Untersuchung gestattete eine sichere Unterscheidung der tertiären Schichtenfolge, die dann weitere Schlußfolgerungen

ermöglichte. EBERT (die stratigraphischen Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im oberschlesischen Steinkohlengebirge. Abhandlungen der Königl. Preußischen Geologischen Landesanstalt 31, Heft 19, Berlin 1895, S. 125) hat zuerst auf Grund dieser Tiefbohrungen eine Gliederung des marinen Miocäns in eine obere und untere Tegelabteilung vorgeschlagen, welche durch eine versteinerungsarme gips-, kalk- und steinsalzführende Schichtenfolge getrennt wird. Im Gegensatz zu der früheren Annahme einer regellosen Verteilung des Gipses im Miocän hat EBERT auf das selbständige Niveau dieser Schichten hingewiesen. EBERT erwähnt ferner zum ersten Mal, daß in diesem Horizont in drei Bohrungen auch Steinsalz beobachtet worden sei, nämlich in Leschczin 9, Pallowitz 1 und Pallowitz 2. Einen Zusammenhang dieser Einzelfunde hat EBERT noch nicht vermutet. Diese Schlußfolgerungen ergaben sich erst durch die neueren Aufschlüsse. Die von EBERT erwartete praktische Bedeutung der Gliederung des Miocäns für stratigraphische Schlußfolgerungen habe ich bei Bohrungen und beim Abteufen von Schächten bestätigt gefunden und habe wiederholt auf die Wichtigkeit dieses Horizontes hingewiesen. (Über die Altersfrage der oberschlesischen tertiären Ablagerungen. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, Monatsberichte 1907, Nr. 2, und: über das Alter der in den Tiefbohrungen von Lorenzdorf und Preciszow in Galizien aufgeschlossenen Tertiärschichten. Dieses Jahrbuch 1907, S. 213.)

Neuere Aufschlüsse über das Steinsalzvorkommen wurden dann durch fiskalische Bohrungen nordwestlich von Sohrau (Sohrau 1—6 und 7—8) gewonnen. Diese Bohrungen wurden von mir untersucht. In den Bohrungen 1—6 wurde bei durchschnittlich 106 m Tiefe ein über 30 m mächtiges Steinsalzlager erbohrt. Das gleiche Lager wurde in den Bohrungen 7 und 8, die von der erstgenannten Gruppe von Bohrungen 1300 m in nördlicher Richtung entfernt waren, angetroffen. Daraus konnte ich einen Zusammenhang des ganzen Vorkommens und eine weitere Verbreitung des Steinsalzes, namentlich in nordwestlicher Richtung, folgern, wo durch die von EBERT bereits aufgeführten Einzelfundpunkte das Auftreten von Steinsalz festgestellt worden war. In einem

am 17. Januar 1903 erstatteten Bericht konnte ich auf Grund der Untersuchung der Bohrlöcher Sohrau 7 und 8 darauf hinweisen, daß nördlich von Sohrau zwischen Kolonie Neudorf, Stanowitz und Pallowitz mit einem ausgedehnten Steinsalzvorkommen zu rechnen sei. Nachdem inzwischen noch das Steinsalz in der fiskalischen Bohrung Zawada 1, südlich von Orzesche, angetroffen war, konnten in einem weiteren Berichte vom Mai 1905 bereits nähere Angaben über die Ausdehnung des Lagers selbst gemacht werden; ein Teil der damals beigefügten Profile wird diesen Mitteilungen beigegeben. Zur näheren Feststellung wurden dann noch weitere Bohrungen vorgeschlagen, welche ausschließlich zur Feststellung des Steinsalzlagers bestimmt waren. Zwischen Sohrau und Rybnik wurden die Salzbohrungen Karstenhütte, Nannyhütte und zwischen Pallowitz, Paruschowitz und Leschczin die Bohrungen Waldheim, Ulrich und Lukas, ferner die Bohrungen Pallowitz 7—10 niedergebracht (vgl. Fig. 2). Diese Bohrungen bestätigten die Existenz eines zusammenhängenden Steinsalzvorkommens und ergaben auch für die mutmaßliche Ausdehnung bezw. Begrenzung hinlängliche Anhaltspunkte.

Ehe auf weitere Ergebnisse im einzelnen eingegangen wird, möchte ich noch einige Bemerkungen über die Gliederung des Miocäns selbst vorausschicken. Eine genaue Abgrenzung seiner einzelnen Schichten läßt sich natürlich nur für solche Gebiete durchführen, aus denen eine hinlängliche Anzahl von Bohrproben zur Beurteilung vorlag. Sie ist folgende:

	Flammentone der schlesischen Braunkohlenformation = Schichten von Kieferstädtl	Ober-Miocän
100—150 m	Bunte Letten und Sande als Eisenerzbegleiter in den Taschen der Trias-Dolomite und Kalksteine = Landschneckenmergel bei Oppeln	»
100 »	Obere marine Tegel mit sandigen Zwischenlagen . .	Mittel-Miocän
50—100 »	Gips-, Kalk- und schwefelführende Schichten, Steinsalz- und Solquellenhorizont	»
100—200 »	Untere marine Tegel	Mittel- u. Unter-Miocän
50—200 »	Tonmergel und bunte Tone von Pallowitz und Zawada Meletta Schichten.	Oligocän »

Die inzwischen von Herrn Quitzow durchgeführte paläontologische Bearbeitung der Fauna hat diese Gliederung bestätigt. Von den einzelnen Abteilungen interessiert hier nur der steinsalz-

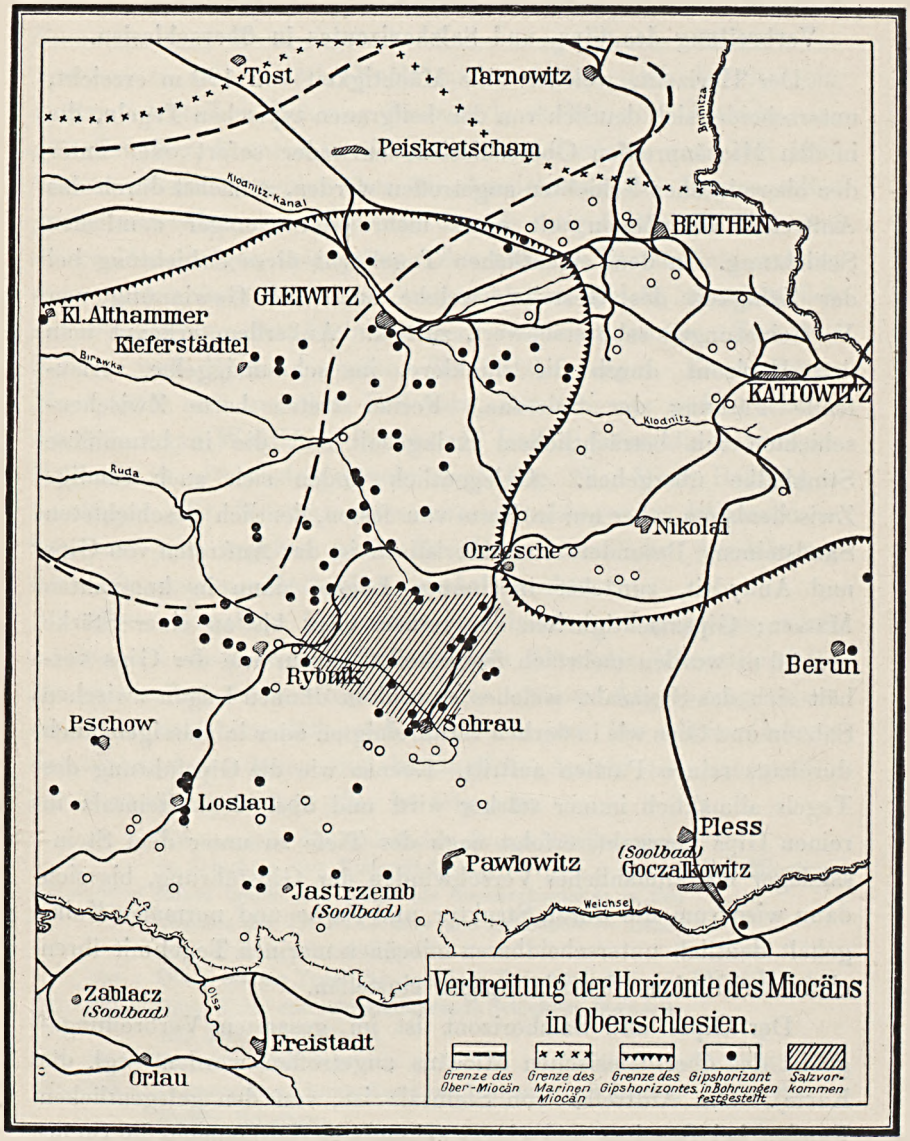
führende Horizont, auf dessen Verbreitung zunächst eingegangen werden soll.

Verbreitung des Gips- und Salzhorizontes in Oberschlesien.

Der Horizont, welcher eine Mächtigkeit von 100 m erreicht, unterscheidet sich deutlich von den hellgrauen typischen Tegeln, die in den Miocänprofilen Oberschlesiens entweder sofort oder unter den obermiocänen Schichten angetroffen werden, zunächst durch das Auftreten von Zonen mit einer mehr oder weniger deutlichen Schichtung. In dem eigentlichen Tegel tritt diese Schichtung bei der Zähigkeit des Gesteins, welche auch die Gewinnung von Versteinerungen sehr erschwert, zurück. Außerdem erkennt man den Horizont durch die dunklere, ins schmutziggelbe verlaufende Färbung der Salztone. Ferner treten harte Zwischenschichten mit beträchtlichem Kalkgehalt auf, die in bituminöse Stinkkalke übergehen. Gelegentlich finden sich auch sandige Zwischenlagen, aber nur in Form von festen, deutlich geschichteten Sandsteinen. Besonders charakteristisch ist das Auftreten von Gips und Anhydrit, zunächst in dünnen Lagen, dann in kompakten Massen; Gipsmächtigkeiten von reinem Gips bis zu einer Stärke von 30 m wurden mehrfach festgestellt. Genau wie der Gips verhält sich das Steinsalz, welches sowohl in dünnen Lagen zwischen Salzton und Gips wie in derben verunreinigten oder in massigen, auch durchaus reinen Partien auftritt. Ebenso wie die Gipsführung des Tegels allmählich immer stärker wird und über dem Steinsalz in reinen Gips übergeht, erfolgt nach der Tiefe zu unter dem Steinsalzlager ein allmähliches Verschwinden der Gipsführung, bis sich dann wiederum die durch Struktur und Farbe und normalen Kalkgehalt deutlich unterscheidbaren miocänen marinen Tegel mit ihren charakteristischen Versteinerungen einstellen.

Der Gips- und Salzhorizont ist im gesamten Verbreitungsgebiet des oberschlesischen Miocäns angetroffen worden (vgl. die Karte). Das Auftreten von Steinsalz ist, von den gelegentlichen Funden bei Sosnitza und einem sekundären Vorkommen im Steinkohlengebirge im Grubenfeld Heimannsfreude abgesehen, auf die Gegend zwischen Sohrau, Rybnik und Orzesche beschränkt.

Figur 1.


Tost
Tarnowitz
Peiskretscham
Klodnitz-Kanal
Brinitza
BEUTHEN
GLEIWITZ
Kl. Althammer
Kieferstädtel
Birawka
KATTOWITZ
Klodnitz
Ruda
Nikolai
Orzesche
Rybnik
Berun
Pschow
Sohrau
Loslau
Pless
(Soolbad)
Pawlowitz
Goczalkowitz
Jastrzemb
(Soolbad)
Weichsel
Zablacz
(Soolbad)
Oisa
Freistadt
Orlau
Verbreitung der Horizonte des Miocäns in Oberschlesien.
Grenze des Ober-Miocän
Grenze des Marinen Miocän
Grenze des Gipshorizontes
Gipshorizont in Bohrungen festgestellt
Salzvorkommen

In der Gegend von Gleiwitz tritt der Gips- und Salzhorizont im Miocän in verhältnismäßig flacher Tiefe auf. Hier ist der untere Tegel nicht mehr entwickelt, der Horizont liegt also unmittelbar auf dem hier der Tagesoberfläche nahen Steinkohlengebirge. In einem neueren Bohrloch in Gleiwitz auf dem Grundstück der Kohlensäurewerke von Rommenhöller wurden nach 5 m Diluvium obermiocäne Tone bis 42 m, mittelmiocäne Tegel bis 93 m Tiefe erbohrt und dann der Gips- und Kalkstein-führende Horizont, bestehend aus geschichteten Tegeln mit wechselnden Lagen von tonigem Kalkstein und Gips, bis 160 m Tiefe festgestellt. Der gleiche Horizont wurde in der Brauerei von Scobel in Gleiwitz und in einer Wasserbohrung am Lokomotivschuppen des Güterbahnhofs angetroffen. In allen drei Fällen folgt dann bald darunter das Steinkohlengebirge, welches in den beiden letztgenannten Bohrungen auch angebohrt worden ist. In den Bohrungen nördlich von Gleiwitz tritt der Horizont in flacherer Tiefe auf. So hat z. B. das Bohrloch Keppler nordwestlich von Gleiwitz in 26 m Tiefe 6 m Gips angetroffen, das Bohrloch Fortuna in 15 m Tiefe 20 m Gips, ebenso das in der Nähe belegene Bohrloch Gleiwitz. Das Bohrloch Friedrich Georg hat in 99 m Teufe 11 m Gips, Forckenbeck in 100 m 14 m Gips erbohrt. Im Bohrloch Vertrauen wurden unter 20 m Diluvium ca. 60 m gipsführende Tone mit mächtigen Lagen von derbem Gips durchbohrt, in Retzitz wurde ein Letten mit starker Gipsführung in 50 m Tiefe festgestellt. Auch die Bohrungen westlich von Gleiwitz (bei Ostroppa in 20 m Tiefe 20 m Gipsletten) beweisen, daß hier der Gipshorizont in geringer Tiefe auftritt. Nördlich von Gleiwitz ist nur in der Bohrung Czechowitz in 124 m Tiefe 15 m Gips angetroffen worden, dagegen verzeichnen die Bohrtabellen der Bohrlöcher Peiskretscham und Chorinskowitz das Vorkommen von Gips in den Rötschichten unmittelbar über dem Steinkohlengebirge. Auch in der Gegend von Laband treten südlich von dem dort anstehenden Muschelkalk noch Gipsletten in verhältnismäßig flacher Tiefe auf.

Der Gipshorizont hat seine nördliche Verbreitungsgrenze in dem Bereich des oberschlesischen Hauptsattelzuges. Die hier gelegentlich bei Bobrek, Makoschau und an anderen Stellen nachgewiesenen

BIBLIOTEKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

marinen Miocänvorkommen sind zum Teil Strandbildungen und beweisen durch ihre Existenz auch das Alter der oberschlesischen Sattelbildung. Die Fundbohrlöcher Otto Gustav und Engelbert bei Kunzendorf, Prinz Friedrich Karl und Bronislawa bei Makoschau haben gipsführende Schichten festgestellt. In der letzten Bohrung wurde salzhaltiger Ton mit Steinsalzkörnern angetroffen. Die Bohrungen südlich von Gleiwitz trafen die tertiären Schichten in der Gegend von Schönwald, Nieborowitz und Deutsch-Czernitz bereits in einer erheblichen Mächtigkeit an. Im Bohrloch Nieborowitz treten unter 118 m mächtigem Diluvium mit 3 Geschiebemergelhorizonten bis 565 m tertiäre Schichten auf, die zu oberst dem obermiocänen eisensteinführenden Horizont von Kieferstädtl angehören. Der gipsführende Horizont wurde bei 334 m Tiefe erreicht und erstreckt sich bis 465 m. Der untere marine Tegel ist fast 100 m mächtig und wird von einem weißen brecciösen 8 m starken Kalkstein unterlagert. In der Bohrung Schönwald I beginnen die gipsführenden Schichten bei 230 m Tiefe, in Neu-Schönwald I zwischen 286 und 308 m, in Deutsch-Czernitz in 228, in Smolnitz in 238 m Tiefe. Hier verzeichnet die Bohrtabelle 36 m Gips. Auffällig ist die verschiedene Tiefenlage des Horizontes auf dem Blatt Orzesche. In den Bohrungen Leschczin 6, 7 und 8, in welchen das Steinkohlengebirge schon in ca. 100 m Tiefe auftritt, beginnt der gipsführende Horizont bei ca. 50 m; in der Bohrung Leschczin 9 dagegen, welche bereits in dem Bereich der abgesunkenen Carbonoberfläche liegt, tritt der Horizont erst in 233 m Tiefe auf und reicht hier bis 311 m mit einem Steinsalzlager zwischen 261 und 272 m. Die größte Tiefenlage erreicht der Horizont in der Bohrung Zawada südlich von Orzesche, wo er mit dem 32 m mächtigen Steinsalzlager zwischen 250 und 393 m Tiefe durchbohrt wurde. Zwischen Knurow und Czuchow wurden die gipsführenden Tegel wieder mehrfach in flacher Tiefe bei 35 m bezw. 45 m Tiefe angetroffen. Westlich von Knurow liegt der Horizont wieder in verhältnismäßig normaler Tiefe von etwa 200 m, auch östlich in Knurow I in 210 m, Knurow II 208 m, Knurow III 220 m. Bohrloch Königin Luise VII nordwestlich von Knurow hat von 228—238 m Gips und Anhydrit durchbohrt. In den 9

Gieraltowitzer Bohrungen östlich von Knurow wurden mehrfach Gipsschichten zwischen 40 – 80 m Teufe durchbohrt. In Knizenitz wurde der Horizont zwischen 80 und 102 m Teufe angetroffen. Bohrloch Knurow V, welches eine erheblich größere Mächtigkeit des Tertiärs ergab, hat den Gipshorizont erst in größerer Tiefe, von 300 m bis 375 m durchbohrt; hier wurde auch gelegentlich das Auftreten von Steinsalz festgestellt. In der Gegend von Rybnik uud Jeikowitz beginnt der Horizont in Tiefen zwischen 100 und 130 m; das Bohrloch Elise östlich von Rybnik hat zwischen 116 und 133 m Gips angetroffen, desgl. Paruschowitz 14, das Bohrloch Paruschowitz 2 in 153 m Tiefe 36 m. In Paruschowitz 13 bei Spendelmühle ist von 219—260 m Anhydrit führender Tegel, von 242—260 m Anhydritschiefer bekannt geworden; in Lassoki I wurde gipsführender Tegel von 137—156 m durchbohrt. Paruschowitz 4 weist zwischen 194 und 205 m Teufe Gipsführung auf, Paruschowitz 5 von 132—157 m. Paruschowitz 12 hat den Horizont bei 100 m, die westlicher gelegenen Bohrlöcher Paruschowitz 15, 16 und 17 zwischen 100—200 m durchbohrt. Auch die nördlich von Ellgoth niedergebrachten Bohrlöcher Paruschowitz 25, 26, 27 und 28 haben sämtlich den Gipshorizont zwischen 160 und 190 m Tiefe angetroffen. Die beiden Bohrlöcher bei Boguschowitz durchbohrten ihn zwischen 113—252 bezw. 172—226 m Tiefe. Paruschowitz 12a hat in 98 m Teufe nur noch 22 m Tonmergel mit Gips durchbohrt.

Weiter südlich und westlich von Rybnik sind die Angaben spärlicher, weil bei den Bohrungen, die von privater Seite ausgeführt wurden, das Deckgebirge vernachlässigt wurde. Immerhin ist es aber zu erkennen, daß der gipsführende Horizont in den hier ausgeführten Bohrungen nicht fehlt. In den Fundbohrlöchern Eduard und Seppi wurde er bei 220 bezw. 206 m Teufe festgestellt, im Bohrloch Königin Luise 4 bei 189 m, Königin Luise 5 bei 136 m. Die beiden Bohrlöcher Jeckowitz 1 und 2 haben in 107 bezw. 105 m Teufe mehrere Meter reinen Gips durchbohrt. Im Bohrloch VI der Wiengrube sind von 9—55 m gipsführende Letten mit Gipsschichten durchbohrt worden.

Westlich von Rybnik kommt der Gipshorizont in weiter Er-

streckung unmittelbar in die Nähe der Tagesoberfläche; so wurde bei Niedobschütz Gips von 6—8 m Stärke, in den Bohrlöchern Milde, Göppert und Emil Karl in 20—25 m Teufe Gips in verschiedener Stärke erbohrt; bei Czernitz treten dann die Gipse häufig unmittelbar zur Tagesoberfläche.

In Pschow und Kokoschütz ist der Horizont durch seine Kalk- und Schwefelführung ausgezeichnet, die wiederholt Gegenstand der Bearbeitung und gelegentlicher Abbauversuche gewesen ist (vergl. E. Althans, Schwefel bei Kokoschütz, Jahresbericht der Schles. Gesellschaft für vaterländische Kultur, Breslau 1888, S. 134 und Steger: Die schwefelführenden Schichten von Kokoschütz in Oberschlesien und die in ihnen auftretende Tertiärflora. Abhandl. naturforschende Gesellschaft, Görlitz 1884, S. 26).

Im Bohrloch Oder bei Pschower-Dollen werden 120 m Gipsletten, darin 40 m Gips, Schwefel und Mergel im Wechsel angegeben. Die Bohrlöcher Sirius, Plinius und Humboldt im Pschower Forst haben reine Gipslager von mehreren Metern Stärke nachgewiesen. Hier liegen auch die Schwefelbergwerke Sicilia, Solfara und Theion, ferner Girgenti, Catania, Montagna, Caltanisetta, Palermo, Romagna, Island, Maybach, Bercara, Viterbo usw. Der Romagnaschacht hat von 3,60 m Tiefe ab bis 34 m zunächst 12,50 m Kalkstein mit Gips, dann 2 m reinen Gips, dann einen fortgesetzten Wechsel von Kalkmergel, Gipsletten mit Kalksteinschichten, grauem Gips, schwefelführenden Kalksteinen durchteuft; die einzelnen Schichten zeigen verhältnismäßig geringe Mächtigkeit.

Das Schwefellager, auf welches auch die Schwefelquellen von Kokoschütz zurückzuführen sind, ist in einer Tiefe von 30—50 m und in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2—5 m angetroffen worden. Es besteht aus abwechselnden Lagen von Gips- und Mergelschichten, die erdigen Schwefel oder nierenförmige Knollen von derbem Schwefel enthalten oder Schwefelschnüren im Kalkstein. Daneben kommen Schwefelkrystalle in Nestern vor, die mit Cölestin, Schwerspat und Kalkspat ausgefüllt sind.

Über das Auftreten des Gipshorizontes im südwestlichen

Oberschlesien und weiter im Bereich des südlichen Vorlandes der Karpathen stehen weniger Aufschlüsse zur Verfügung. Das Deckgebirge ist hier zumeist mit Meißel durchbohrt worden. Doch lassen die Bohrberichte sämtlich erkennen, daß auch hier die Gipsführung auf einen bestimmten Horizont zwischen den versteinerungsführenden oberen und unteren Tegeln des Miocäns beschränkt ist. Auch die Existenz der Solbäder Jastrzemb in Oberschlesien und Zablacz in Österreichisch-Schlesien beweist sein Vorhandensein. Das Auftreten des gleichen Horizontes im südöstlichen Oberschlesien ist bereits durch die älteren Bohrungen bei Berun, Solze und Kopciowitz erwiesen, ferner durch die älteren und neueren Bohrungen bei Goczalkowitz.

Das Vorkommen von Sole in Oberschlesien.

Innerhalb des Verbreitungsgebietes dieses Gips- und Kalksteinhorizontes sind an zahlreichen Stellen Feststellungen von Sole gemacht worden. Eine überwiegende Zahl der bekanntgewordenen und zur Verleihung gelangten Solquellen ist im Steinkohlengebirge angetroffen worden. Die meisten Solevorkommen im Steinkohlengebirge finden aber sich da, wo dieses von mächtigeren Tegeln überlagert wird. Andererseits aber treten Solquellen auch in solchen Carbongebieten auf, in denen eine derartige Überlagerung heute nicht mehr vorhanden ist.

Wie bereits erwähnt, bestehen in Oberschlesien zwei Solbäder, Jastrzemb und Goczalkowitz.

Die Jastrzember Solquelle entstammt einem 1856 begonnenen, Jastrzemb.
später (1858) vom Bergfiskus übernommenen und weiter vertieften Bohrloch auf Steinkohle. Die erste Sole wurde bei 100 m Tiefe in einem graugrünlichen Sandstein, der noch zum Miocän gehört, zuerst mit 1—2, dann mit 0,38 Kubikfuß längere Zeit anhaltender Ergiebigkeit und 10,5—11,0° R Wärme angetroffen. Der Salzgehalt betrug 0,964 %. Das Bohrloch wurde später vertieft; 1859 wurde bei 150 m Teufe in einem bereits zum Steinkohlengebirge gehörigen Sandstein eine zweite 13° R. warme Solquelle angeschlagen mit einer ursprünglichen Ergiebigkeit von 8—10 Kubikfuß. Auch hier entströmte die Sole dem Bohrloch zunächst

unter heftiger Entwicklung von Kohlenwasserstoffen. Die Ergiebigkeit blieb später mit 3 Kubikfuß in der Minute = 80 Liter längere Zeit konstant. Auch diese Sole war verhältnismäßig schwach, wenn auch stärker als die erste; der Salzgehalt betrug 1,085 und änderte sich auch in den späteren Jahren nicht wesentlich. 1861 wurde die Ausnutzung der Sole zu Heilzwecken dem Grafen von Königsdorf überlassen »solange der Salzgehalt 1,25 nicht übersteigt«. Damit entstand das Solbad Königsdorf-Jastrzemb (vergl. Gscheidlen, Analyse der Quelle zu Königsdorf-Jastrzemb, Breslau 1877). Die Quelle wird als jodhaltige Bromquelle bezeichnet, welche sich nebenbei durch ihren Gehalt an Kochsalz auszeichnet. Die Ergiebigkeit wurde in späteren Jahren mit 47 l angegeben. Die Temperatur beträgt 16,8° C.

Daß die Sole in Jastrzemb in den Sandsteinen der Steinkohlenformation auftritt, ist nur eine sekundäre Erscheinung. Das Steinkohlengebirge bildet bei Jastrzemb einen Sattel und kommt der Tagesoberfläche bis auf 100—120 m nahe. Nach Süden senkt sich seine Oberfläche rasch bis auf 700 m (Bohrloch Zabkow) und 820 m (Bohrloch Ruptau) ein. Tertiäre Schichten treten an die Stelle der fortgewaschenen Schichten des Steinkohlengebirges. Die aus dem Steinsalzhorizont des Miocäns stammenden Salzwasser dringen von Süden seitlich in das im gleichen Niveau liegende Steinkohlengebirge ein und durchtränken die durchlässigen Sandsteine. Auch im übrigen Oberschlesien werden die Solquellen im Steinkohlengebirge meist mit ganz erheblich stärkerem Salzgehalte nur in den klüftigen Sandsteinen, in denen sie weit und tief hinunter wandern können, angetroffen.

Auch sonst kennt man in der Umgegend von Jastrzemb und Moschczenitz mehrfach Sole (Pluto, Zacharias, Margot, Austria II, Letzte Hoffnung, Nereus); aus einem älteren Fundbohrloch südlich von Moschczenitz (Vierek) tritt sie noch heute zu Tage. Im Fundbohrloch Ludwig Hermann wurde eine 3proz. Sole noch im Tertiär bei 255 m Tiefe angetroffen. Eine in der Nähe des Bahnhofs Jastrzemb neuerdings ausgeführte Bohrung hat gleichfalls im Steinkohlengebirge, welches bei 107 m erreicht wurde, bei 233 m Tiefe artesisch auslaufendes Süßwasser, dann bei 290 m

Sole mit 1,75 % Salz angetroffen. Durch Pumpen wurde später bei Absenkung bis zu —38 m eine Ergiebigkeit von 8,5 cbm in der Stunde festgestellt.

Die zum Betriebe des Bades Goczalkowitz erforderliche Sole wird gleichfalls einem fiskalischen Bohrloch entnommen, welches 1856 auf Steinsalz niedergebracht worden war. Steinsalz wurde nicht erreicht, dagegen im miocänen Tegel bei 182 m Tiefe Salzwasser mit einem Salzgehalt von 0,1—0,3 %, dann bei 220 m Tiefe mit 0,5 %. Im Steinkohlengebirge trat bei 293 m Tiefe ein weiteres ähnliches Solevorkommen mit 2,3 % Kochsalz auf. 1895 wurden noch 4,84 % Kochsalz und kürzlich 3,5 % ermittelt. Die Sole steht im Bohrloch 8,5 m unter der Tagesoberfläche. Ein im Jahre 1905 800 m nordöstlich von der alten Quelle angesetztes Bohrloch hat nach 28 m Diluvium Tegel des Miocäns erbohrt. Eine diesen Tegeln zwischengelagerte Schicht eines porösen kalkigen Sandsteines brachte in 146 m Tiefe größere Wassermassen zu Tage, die unter Begleitung von Kohlenwasserstoffen explosionsartig herausgeschleudert wurden (vergl. MICHAEL, Über den Gasausbruch des Bohrloches Baumgarten bei Teschen, Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, 1906, S. 286). Die Bohranlage wurde durch Entzündung vernichtet. Die Zusammensetzuug der Gase war: Goczalkowitz.

Kohlensäure	0,2 %
Schwere Kohlenwasserstoffe	0,8 »
Kohlenoxyd	0,6 »
Methan	60,3 »
Stickstoff	38,1 »
Sauerstoff	0,0 »
Wasserstoff	0,0 »
	100 %

Nach dem Nachlassen der Gasausströmung stellte sich ein Zufluß von Sole ein mit 2,5 % Kochsalz, deren Wasserspiegel 26 m unter der Tagesoberfläche im Bohrloch steht. Das Bohrloch wurde weiter vertieft und in dem bei 185 m Teufe erreichten Steinkohlengebirge bis 300 m niedergebracht, ohne ein zweites Solevorkommen aufzuschließen, obwohl carbonische Sandsteine in größerer Mäch-

tigkeit sich vorfanden. Die Hauptanreicherung der Sole erfolgt hier in den sandigen Schichten des Tertiärs unmittelbar auf der undurchlässigen Oberfläche des Steinkohlengebirges; nur an Verwerfungsspalten erfolgt eine Abwärtsbewegung und Weiterwanderung in klüftigen Sandsteinkomplexen. In dem ungefähr 1500 m entfernten Bohrloch Rudoltowitz sind zwischen 190 und 200 m Tiefe im Tertiär 2proz. Solezuflüsse erschlossen worden mit einem spezifischen Gewicht von 1,036. Später betrug der Ausfluß der bis auf 5 % Kochsalz gestiegenen Sole 10 Liter in der Minute. Auch in den Bohrungen von Neu Boischow wurde bei 152 und 195 m eine 2—3proz. Sole nachgewiesen, eine 4proz. in dem Bohrloch bei Zarczyna bei 266 m, hier in einem grauen Schiefer mit Schwefelkies und grauem Sandstein. In den Bohrungen und beim Schachtabteufen in dem Grubenfelde der Dzieditzer Montanaktiengesellschaft wurde in den tieferen Schichten Sole angetroffen. Hier wurde auch Salz als feine Einsprengung in den Tonen beobachtet. Im Silesiaschacht führt ein Komplex von glaukonitischem Sandstein eine 2proz. Sole, die mit einer Ergiebigkeit von 80 Litern in der Minute ausströmt. Eine 1895 von Hempel ausgeführte Analyse der Goczalkowitzer Sole ergab bei einem spezifischen Gewicht von 1,035 in 1000 g Sole (4,84 %):

15,09	g	Natrium
6,58	»	Kalium
0,00069	»	Lithium
2,014	»	Calcium
0,959	»	Magnesium
25,97	»	Chlor
0,0306	»	Brom
0,0127	»	Jod.

In 1 Liter Sole sind insgesamt 50,66 g feste Substanzen enthalten. Die Temperatur beträgt: 16,2° C.

In Zablacz (vergl. Ludwig, Eine neue Jodquelle in Zablacz) wurde eine jodhaltige Solquelle durch Zufall durch die von der Rothschild'schen Bergwerksdirektion ausgeführte Kohlenbohrung erschlossen.

In 596 m Tiefe wurde im Tegel Sole angetroffen. Bei 603 und 621 erfolgten heftige Gasausbrüche, infolge deren das Bohrloch eingestellt werden mußte. Das Gas ist reines Grubengas. Die Temperatur des Wassers beträgt 11° C. Durch die quantitative Analyse ergaben sich für 10000 Gewichtsteile des Wassers folgende Salzmengen:

Chlornatrium	352,451
Chlorkalium	1,912
Chlorlithium	0,053
Chlorammonium	2,846
Chlorcalcium	35,233
Chlorstrontium	0,368
Chlormagnesium	23,786
Eisenchlorür	0,350
Brommagnesium	1,631
Jodmagnesium	1,393
Borsaures Natrium	0,478
Phosphorsaures Calcium	0,015
Eisenbicarbonat	1,568
Aluminiumoxyd	0,002
Mangan, Baryum	Spuren
Kieselsäureanhydrid	0,161
Organischer Kohlenstoff	0,181
Freie Kohlensäure	0,358
Summe der festen Bestandteile	418,970

Die Quelle erinnert in allen Begleiterscheinungen außerordentlich an diejenige von Goczalkowitz.

Wie mir auf meine Anfrage die Direktion der Witkowitzer Steinkohlengruben freundlichst am 10. April 1905 mitteilte, sind in den tiefsten Schichten wiederholt Petroleumspuren konstatiert worden. (Vergl. auch PETRASCHEK, Verh. d. k. k. R.-A., Wien 1908, S. 308.) Auch die Darkauer Solquelle hat ähnliche Zusammensetzung und den gleichen Ursprung.

Einen Überblick über die zahlreichen Solevorkommen in Oberschlesien (GÄBLER erwähnt in seinem Buche über das oberschlesische Steinkohlenbecken, daß ihm 49 verschiedene Vorkommen

bekannt seien, davon 25 im Carbon und 24 im Tertiär) gibt die nachstehende Übersicht der bisher zur Verleihung gelangten Solquellenbergwerke. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß als Solquellen, welche nach den Bestimmungen des allgemeinen Berggesetzes vom 24. Juni 1869 vom Verfügungsrecht des Grundeigentümers ausgeschlossen sind, nicht alle chlornatriumhaltigen Wasser ohne Rücksicht auf den Salzgehalt verstanden werden. Nur solche werden verliehen, welche die Möglichkeit einer vernünftigen Verarbeitung auf Kochsalz rechtfertigen. Diejenigen Solquellen, die mit festem Steinsalzlager auf derselben Lagerstätte vorkommen, sind dem Staate vorbehalten.

Nach den Akten des Königlichen Oberbergamtes, deren Einsichtnahme mir für die vorliegenden Zwecke von Herrn Berghauptmann Schmeisser freundlichst gestattet worden war, sind folgende Solquellenbergwerke vorhanden:

1. Betti bei Rosdzin; im Kronprinz-Schacht der Giesche-Grube in der 336 m-Sohle = 6% Sole.
2. Dubensko; im Miocän bei 72 m Tiefe.
3. Elias bei Friedrichsthal; in 147 m Tiefe in Gipsletten, Sole steigt unter Gasentwicklung in die Höhe.
4. Erfolgreich bei Sohrau, in 238 m Tiefe im Kohlensandstein.
5. Margot, bei Nieder-Mschanna (Auguste Valeska) im gipsführenden Tegel mit 0,867% Chlornatrium.
6. Hermine bei Nieborowitzer-Hammer, im Steinkohlengebirge bei 615 m Tiefe mit 8,7% Chlornatrium.
7. Boguschowitz bei Rybnik (Brzezina 1) bei 440 m Tiefe mit 5,464% Chlornatrium.
8. Beständigkeit bei Sohrau, in 317 m im Kohlensandstein. Im Miocän sind in dem Bohrloch (Sohrau-Zukunft) 3,78 m reiner Gips, 9,76 m Gipsgerölle und 77,80 m Gipsletten erbohrt worden.
9. Zacharias bei Ruptau (Gute Olga).
10. Ottiliensfreude bei Giraltowitz, in 123,4 m Tiefe in gipsführenden Schichten des Miocäns mit 0,896% Chlornatrium.
11. Elisabeth bei Ellguth (Karstenhütte), Thermalquelle mit 4% Chlornatrium.
12. Emilie bei Czuchow 2 in 519 m Tiefe im Steinkohlengebirge.

13. Elisengrube bei Jastrzemb, in 840 m Tiefe 9proz. Sole.
14. Königin Luise 7, westlich von Knurow, bei 718 m 6,752% Chlornatrium.
15. Ruptau, in 715 m Tiefe 4 proz. Sole zu Tage ausfließend.
16. Pluto bei Pohlom, zu Tage ausfließend.
17. Olsa bei Golkowitz, an der Grenze von Tegel gegen Carbon.
18. Unbequem 4, bei Chwallowitz 5proz. Sole in 355 m Tiefe.
19. Leschczin 9, in 261 m Tiefe 15% Chlornatrium (hier Steinsalz).
20. Zawiscz 1 bei Gardawitz, in 536 m Tiefe 12—13% Chlornatrium. Die Bohrtabelle verzeichnet zwischen 231 und 315 m Gips und Kalkstein.
21. Paruschowitz 5, in 798 m Tiefe 9,5% Chlornatrium.
22. Pawlowitz, in 366 m Tiefe 4,5% Chlornatrium.
23. Pallowitz 2a, in 235 m Tiefe.
24. Adolf Wilhelm, 6,3—7proz. Sole.
25. Pallowitz 1b, in 259 m (hier 60 m gipsführende Schichten zwischen 198 und 258 m; in 250,48 m Teufe wurde 0,12 m Steinsalz durchbohrt.
26. Sool Woschczytz, in 276 m 9proz. Sole.
27. Sool Sosnitza (Prinzeß Luise), in 120 m Tiefe. Analyse:

$NaCl_2$	0,622%
$CaSO_4$	0,207 »
$MgSO_4$	0,182 »
$SaSO_4$	0,221 »

28. Nieborowitz, in 614 m Tiefe 8proz. Sole, bei 634 m 9proz. im Steinkohlengebirge.
29. Saline bei Makoschau, hier mächtiger Gipsletten.
30. Knurow 1, aus den groben Sandsteinen unmittelbar über den Sattelflözen in 882 m 5proz. Sole, in 893 m = 8%, in 1078 = 13%, 1101 m = 17%.
31. Sool Liebsdorf bei Zabrze, im Hauptquerschlag der 320 m-Sohle 1219 m vom Eisenbahnschacht entfernt 3,63% Chlornatrium.
32. Sool Karsten bei Beuthen bei 600 m Tiefe im Füllerschacht 7proz. Sole. Analyse:

Chlormagnesium	0,572%
Chlorcalcium	0,451 »
Gips	0,143 »
Chlornatrium	5,403 »

Die Zahl der einzelnen Solfundpunkte ist aber natürlich eine noch viel größere. So wurden z. B. in dem Bohrloch Czuchow 2 4 Solquellen angeschlagen und zwar:

bei	527 m	eine	10 proz.	Sole
»	1026 »	»	16,46 »	»
»	1841 »	»	9 »	»
»	20,32 »	»	12 »	»

In Czuchow 3 hat die bei 618 und 1166 m angetroffene Sole einen Salzgehalt von 6,752 bei 1,065 spez. Gewicht; im Bohrloch Königin Luise 6 in 704 m = 2 %, bei 717 m = 2,7 %. Eine 14,5 proz. Sole wurde im Bohrloch Kriewald in 811 m Teufe festgestellt. Im Bohrloch Boidol wurden zwischen 1047 und 1340 m 9 verschiedene Solevorkommen bis 18 % erschlossen.

Andere Sole-Vorkommen wurden bei Czirsowitz (1,464 NaCl), Zaborze im Wilhelminenschacht ($3^1/_2$ %), Czerwionka im westlichen Querschlage in der 202 m-Sohle der Dubensko-Grube, 500 m vom Junghannschacht entfernt, mit 1,19 NaCl und im Wincklerschacht der Preußengrube festgestellt.

Das Salzvorkommen.

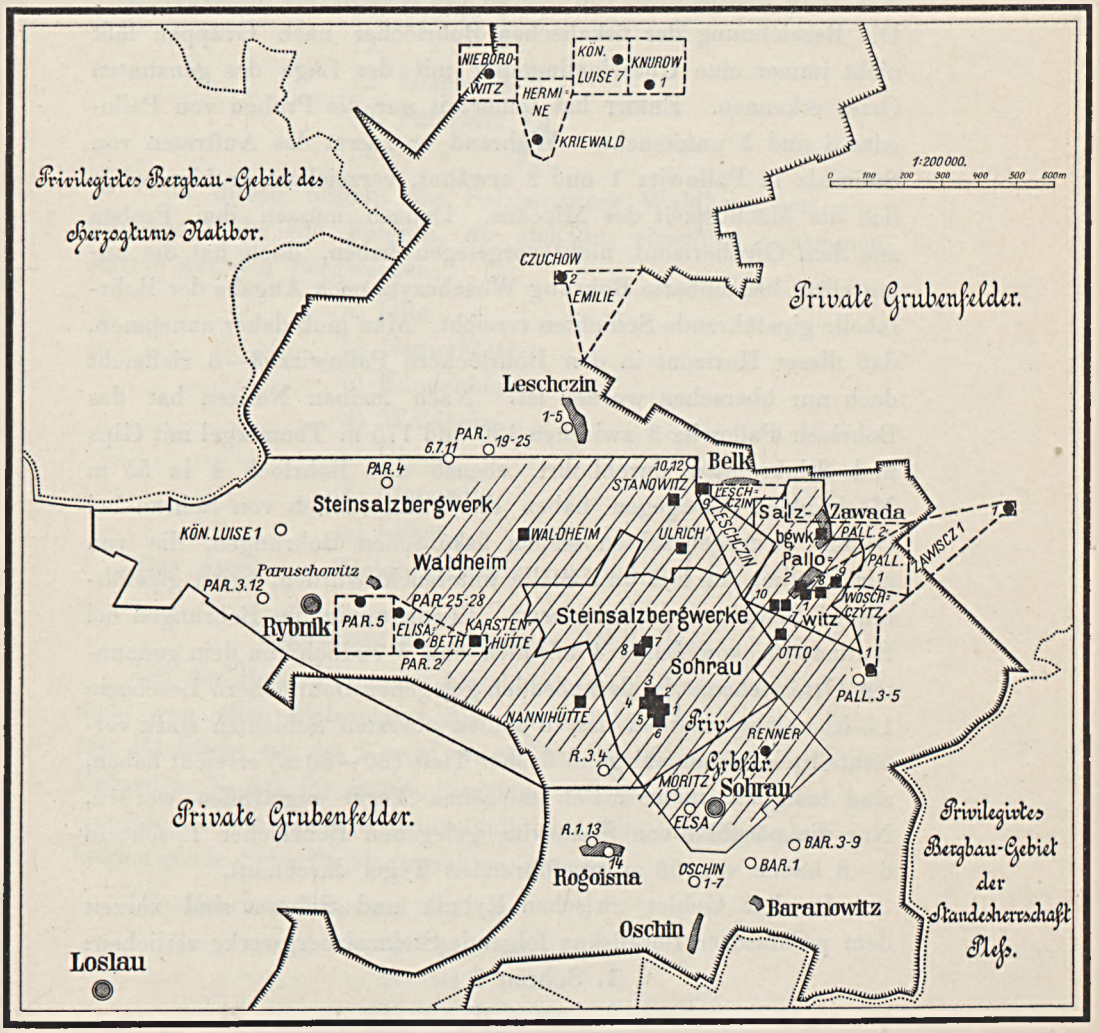
Wie bereits erwähnt, ist die erste Auffindung des Steinsalzvorkommens einem Zufall zu danken. Erst die späteren systematischen Bohrungen haben zur Feststellung seiner Begrenzung geführt.

Da gerade in der Gegend zwischen Rybnik und Sohrau, in welcher das Steinsalzlager auftritt, zahlreiche ältere Bohrungen auf Steinkohle stehen, ist die Begrenzung des Steinsalzlagers mit ziemlicher Genauigkeit zu erkennen.

Seine Lage und Ausdehnung geht aus der nebenstehenden Übersichtsskizze hervor. Begrenzungen ergeben sich z. B. im N. durch die fiskalischen Bohrungen Leschczin und zwar die Gruppen Leschczin 1, 2, 4, dann 6, 7, 8 und weiterhin 10, 11 und 12. Im W. liegen aus den Bohrlöchern Paruschowitz 10 (56 m Miocän), Paruschowitz 12 (167 m Miocän) keine Angaben über das Auf-

Figur 2.

Verbreitung des Steinsalzlagers nördlich von Sohrau in $^0/_0$.



Bergfiskalische Steinkohlenfelder

////// Steinsalzverbreitung — Steinsalzbergwerke

■ Bohrungen m. Steinsalz

● " " Solquellen — Solquellenbergwerke

○ " ohne Steinsalz u. Sole

treten von Gips oder Salz vor. Das Gleiche gilt von den Bohrungen Paruschowitz 25, Rogoisna 3 und Pallowitz 3—6, sowie bis zu einem gewissen Grade von den Bohrlöchern in den Sohrauer Grubenfeldern. Die Bohrungen Pallowitz 3—6 wurden 1892 und 1893 nordwestlich von Sohrau bei Woschczytz niedergebracht. Die Bezeichnung der fiskalischen Bohrlöcher nach Gruppen läßt nicht immer eine Übereinstimmung mit der Lage des genannten Ortes erkennen. Ebert hat seinerzeit nur die Proben von Pallowitz 3 und 5 untersucht. Während er zuerst das Auftreten von Steinsalz in Pallowitz 1 und 2 erwähnt, verzeichnet er hier lediglich die Mächtigkeit des Miocäns. Danach müssen ihm Proben aus dem Gipshorizont nicht vorgelegen haben, doch hat die unmittelbar benachbarte Bohrung Woschczytz nach Angabe der Bohrtabelle gipsführende Schichten erreicht. Man muß daher annehmen, daß dieser Horizont in den Bohrlöchern Pallowitz 3—6 vielleicht doch nur übersehen worden ist. Nach meinen Notizen hat das Bohrloch Pallowitz 3 zwischen 120 und 175 m Tonmergel mit Gips und Stinksteinen durchbohrt, ebenso das Bohrloch 4 in 55 m Mächtigkeit. Dagegen haben die 2 km südlich von Sohrau bei Oschin niedergebrachten sieben fiskalischen Bohrungen, die von mir sämtlich an Ort und Stelle untersucht wurden, keine gipsführenden Schichten nachgewiesen. Ebensowenig die Bohrungen bei Baranowitz, von denen 4 nördlich und 3 südlich von dem genannten Orte stehen. In den nördlich gelegenen Bohrlöchern Leschczin 1—5, welche sämtlich das in seinen obersten Schichten stark verfärbte Steinkohlengebirge in flacher Tiefe (60—80 m) erreicht haben, sind lediglich die normalen miocänen Tegel angetroffen worden. Nur die nördlich von Stanowitz gelegenen Bohrlöcher Leschczin 6—8 haben von 56 m gipsführenden Tegel durchteuft.

In dem Gebiet zwischen Rybnik und Sohrau sind zurzeit dem preußischen Bergfiskus folgende Steinzalzbergwerke verliehen:

1. Sohrau 7
2. » 6
3. » 8
4. » 4
5. » 1

6. Waldheim
7. Pallowitz 9
8. Sohrau 2
9. Pallowitz 8
10. Sohrau 5
11. » 3
12. Leschczin 9
13. Pallowitz 1a
14. » 2a.

Von diesen besteht das Salzbergwerk Waldheim aus einer größeren Reihe von Feldern, die sich im einzelnen zusammensetzten aus den Bergwerken:

a) Otto
b) Nannyhütte
c) Karstenhütte
d) Waldheim
e) Ulrich
f) Stanowitz
g) Lukas.

Das Areal von Waldheim beträgt 92000000 qm.

Ergebnisse der einzelnen Bohrungen.

Bei der Behandlung der Ergebnisse sei vorausgeschickt, daß nicht von allen Bohrungen Kernmaterial zur Verfügung stand. Mit Rücksicht auf die Kosten wurde bei den Untersuchungsbohrlöchern z. T. das für rasche Erzielung von Teufen wohl sehr geeignete, für eine sichere Beurteilung der Schichtenfolge aber unbefriedigende Schnellschlagverfahren gewählt.

Sohrau 7.

Die Bohrung Sohrau 7 hat von

0— 24 m Diluvium
24—341 » Miocän
341—358 » Carbon

durchteuft.

Das Steinsalzlager tritt in einer Mächtigkeit von 33,64 m in einer Tiefe von 164,86—198,50 m auf.

Sohrau 8. Die unmittelbar benachbarte Bohrung Sohrau 8 hat das gleiche Lager mit

33,62 m Mächtigkeit in einer Tiefe von 162,68—200,33 m erbohrt.

Sohrau 1—6. Die Bohrungen Sohrau 1—6, welche nordwestlich von Sohrau liegen, haben sämtlich das Steinsalzlager in der nahezu gleichen Tiefenlage und gleichen Mächtigkeit erschlossen. Im einzelnen zeigt dies die nachstehende Zusammenstellung:

Sohrau I	29,51	m	Salz	von	107,49—137	m	Tiefe
» II	31,00	»	»	»	105 —136	»	»
» III	34,69	»	»	»	106,31—141	»	»
» IV	34,59	»	»	»	108,09—142,68	»	»
» V	33,00	»	»	»	107 —140	»	»
» VI	32,52	»	»	»	106,60—139,12	»	»

Die Oberfläche des Steinkohlengebirges wurde in den Bohrungen zwischen 249 und 256 m Tiefe angetroffen. Das Steinsalzlager fällt also nach den Bohrungen Sohrau 7 und 8 zu ein, ebenso wie die Oberfläche des Steinkohlengebirges, die dort erst bei 340 m Tiefe erreicht worden ist, vgl. die Profile.

Salzbohrung Nr. 1. Otto. Diese Bohrung, 1907 unweit der Kolonie Wystrzensow niedergebracht, ergab folgendes Profil:

0,00— 53,2	m	Diluvium (Sand, Geschiebemergel, Tonmergel und Kies)
53,2 — 68,20	»	Tegel mit Zwischenlagen von Glaukonitsanden
68,20—118,60	»	fester Tegel
118,60—150,00	»	geschichteter Tegel, schiefrig mit Ostracoden auf den Schichtflächen, gipsführend
162,00—200,4	»	Tegel mit Anhydritknollen und Fasergips
200,43—217,00	»	Steinsalz
217,00—230,00	»	Tegel mit Anhydrit und Gips
230,00—240,00	»	dünnschiefriger Tegel mit Fauna

Leider ist diese Bohrung nicht durchgängig als Kernbohrung ausgeführt. Das Steinsalzlager ist nicht so rein wie in den übrigen Bohrungen und besteht im einzelnen aus folgenden Schichten:

200,4—203,7	m	Steinsalz mit Anhydrit und Gips
203,7—204,1	»	Salzton und Salz
204,1—216,8	»	Steinsalz, stark bituminös
216,8—217,0	»	Salzton und Salz.

Das Diluvium besteht aus Sand und Geschiebemergel, in den tieferen Partieen aus einem Wechsel von Sand und Tonmergelschichten, zuunterst aus Kies.

Salzbohrung Nr. 2. Nannyhütte.

Das Bohrloch steht bei Rowin an der Sohrauer Chaussee. Die Grenze zwischen Diluvium und Tertiär liegt wahrscheinlich bei 66 m Tiefe. Der Salzhorizont beginnt bei 113 m. Bei 116,10 m Tiefe wurde Steinsalz und Gips durchbohrt, dann durchsank der Bohrer von 117,52—146,32 m ein fast ganz reines, nur unwesentlich von Ton durchsetztes Salzlager von 28,80 m Mächtigkeit. Unter dem Steinsalzlager treten dann noch 8 m mächtige, unten 10° geneigte Gipsschichten mit Zwischenlagen von schiefrigem Ton auf. In 156 m Teufe wurden dünngeschichtete Tegel durchbohrt. Infolge der angewandten Bohrmethode ließ sich die untere Grenze des Salzhorizontes nicht mit Sicherheit bestimmen. Bei 177 m Teufe lagen noch geschichtete bituminöse Tegel mit Ostracoden vor, die bei 167 m Tiefe vereinzelte Fischschuppen führten. Die Schuppen gehören zur Gattung *Meletta*, augenscheinlich aber zu einer größeren, von der oligocänen *Meletta crenata* abweichenden Art.

Der untere marine Tegel führt zwischen 245 und 250 m Tiefe Kalksteinknollen und wird von einem mürben glaukonitischen Sandstein unterlagert. Der Sandstein reicht bis 257 m Tiefe, dann folgen noch als Grenzschicht gegen das Steinkohlengebirge 8 m mächtige Sande. Ich möchte es nicht für ausgeschlosssn halten, daß die glaukonitischen Sandsteine bereits zum Oligocän gehören, da sie petrographisch mit den Sandsteinen übereinstimmen, welche in den Pallowitzer Bohrungen die alttertiäre Schichtenfolge einleiten.

Salzbohrung Nr. 3. Karstenhütte.

Diese westlichste der Salzuntersuchungsbohrungen wurde nördlich der Chaussee zwischen Rybnik und Sohrau niedergebracht.

Das Profil ergab:

0—	11,0 m	Diluvium (Sand)
11,0—	30,0 »	grünlich-grauer Tegel
30,0—	45,0 »	glimmriger, zum Teil mergeliger Glaukonitsand
45,0—	133,5 »	Tegel mit Schwefelkieskonkretionen
133,0—	183,6 »	schiefriger Tegel mit Gips und Anhydrit (von 174—183 m fast reiner Gips)
183,6—	187,8 »	bituminöses Steinsalz

187,8—192,4 m Tegel mit Gips und Salz
192,4—198,0 » Tegel mit Gips
198,0—250,0 » schiefriger Tegel
250,0—284,0 » Tegel
284,0 302,0 » feiner grauer kalkiger Sand, bezw. mürber Sandstein.

Kernproben liegen nur bis 223,0 m Tiefe vor; bei 207 wurden die gleichen Fischschuppen wie in der vorigen Bohrung beobachtet. Gips tritt vereinzelt noch bis 217 m Tiefe auf. Das Steinsalz zwischen 183,60 und 187,80 m ist völlig rein. In den Glaukonitsanden wurde bei 30 m Tiefe eine Quelle angeschlagen mit 50 l minutlicher Ergiebigkeit. Bei 294,0 m stieß man auf eine laue Solquelle, die bei 24°C mit einem Salzgehalt von $4^1/_2$% 180 l in der Minute schüttete.

Salzbohrung Nr. 4. Waldheim.

Das Bohrloch steht dicht an der Bahnstrecke von Paruschowitz nach Rybnik, nördlich vom ersteren Orte.

Das Profil ist:

0— 11,0 m Diluvium
11,0—112,0 » Tegel
112,0—115,0 » Glaukonitsand
115,0—141,0 » Tegel
141,0—143,0 » Sand
143,0—192,0 » Tegel
192,0—260.0 » schiefriger Tegel und Salzton
260,0—264,85» Tegel mit Gipsschnüren,
264,85-286,0 » bituminöses Steinsalz
286,0—294,0 » Tegel mit Gips
294,0—300,8 » grauer Tegel, schiefrig.

Auch hier erschweren die vorliegenden Meißelproben die genaue Festlegung der oberen Grenze des gipsführenden Horizontes. In 165 und 192 m Tiefe treten bereits Salztone auf. Das bituminöse Steinsalz ist im allgemeinen nur wenig verunreinigt und von 266—275 m ziemlich rein. Die petrographische Grenze zwischen dem geschichteten Tegel bei 294 m und dem darunter folgenden normalen unteren marinen Tegel ist ziemlich scharf.

Salzbohrung Nr. 5. Ulrich.

Diese bei Przeikowitz niedergebrachte Bohrung hat unter 36 m Diluvium zunächst 12 m grünlichen Tegel, dann 5 m glaukonitischen Sand erbohrt. Das weitere Tertiärprofil ist folgendes:

53,0—136,0 m Tegel
136,0—168,0 » glaukonitischer glimmriger Sand
168,0—179,0 » fester Tegel, mit bituminösen Kalkzwischenlagen
179,0—212,0 » Glaukonitsand und Tegel in Wechsellagerung
212,0—261,0 » sandiger glimmriger Tegel
261,0—290,0 » Tegel mit Gips und Anhydrit
290,0—312,0 » Steinsalz, bituminös, z. T. unrein
312,0—313,0 » Gips und Tegel
313,0—316,0 » bituminöses Steinsalz
316,0—347,0 » schiefriger Tegel mit Anhydrit und Gipsschnüren
347,0—350,0 » Tegel.

Bei 212 m und 213 m finden sich undeutliche Pflanzenreste im Tegel, bei 260 m bituminöser Kalkstein.

Salzbohrung Nr. 6. Stanowitz.

Das Bohrloch steht unmittelbar südlich von dem Orte Stanowitz, südlich von der Chaussee von Rybnik nach Belk am Wege nach Sczeykowitz unweit der dortigen Waldhäuser. Das Profil ist folgendes:

0— 13,0 m Diluvium
13,0— 53,0 » glaukonitische Sande und glimmrige, grünlichgraue Tonmergel im Wechsel
53,0—137,0 » grünlichgrauer fester Tegel
137,0—151,0 » Tegel mit Zwischenlagen von Glaukonitsand
151,0—265,0 » grünlichgrauer Tegel mit Sandzwischenlagen (bei 152, 170 und 206 m Lagen von dunkelgrauem splittrigem Stinkkalk)
265,0—290,0 » Steinsalz
290,0—298,0 » Tegel mit Gips
298,0—325,0 » grauer schiefriger Tegel.

Auch hier ist bei der Beschaffenheit der Proben die obere Grenze des Gipshorizontes über dem Steinsalzlager nicht zu erkennen gewesen. Das Steinsalzlager hat im einzelnen folgende Zusammensetzung:

20,33 m bituminös, fast rein
1,10 » Salz und Gipsschnüre und Anhydritschiefer im Wechsel
2,40 » unreines Steinsalz
1,10 » Salz und Anhydritschnüre mit Salztonzwischenlagen.

Bei 309 und 310 m Tiefe wurden Fischreste beobachtet.

Salzbohrung Nr. 7. Lukas.

Das Profil dieser Bohrung ist folgendes:

0— 56,0 m Diluvium
56,0— 96,0 » Tegel und Sand
96,0—214,0 » Tegel mit Sandzwischenlagen

214,0—254,0 m Tegel und Sandstein mit Gips
254,0—277,0 » Steinsalz, zum Teil unrein
277,0—310,0 » Tegel mit Gips und Anhydrit
310,0—315,0 » Tegel.

Bei 142 und 150 m Teufe tritt bituminöser Kalkstein auf.

Ob der bei 310 m angetroffene Tegel bereits dem unteren Tegelhorizont angehört, muß dahingestellt bleiben; bis 310 m ist der Tegel geschichtet. Fischschuppen (*Meletta*) wurden in 280, 298 und 310 m Teufe beobachtet.

Bohrung Zawada I.

Diese Bohrung, südlich von Orzesche, stellt das bisher nördlichste nachgewiesene Salzvorkommen dar. Das Miocän erreicht unmittelbar südlich von der großen Störungszone, welche etwa in der Richtung der Chaussee von Belk nach Rybnik verläuft, erhebliche Mächtigkeit. Es reicht bis 587 m Tiefe. Unter dem Miocän tritt (vergl. Michael, Neuere geologische Aufschlüsse in Oberschlesien, Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellschaft 1904, S. 143) eine 205 m mächtige Schichtenfolge auf, welche zum Oligocän gehört. Die Oberfläche des Steinkohlengebirges ist erst bei 820 m Tiefe erreicht worden. Über dem Steinkohlengebirge sind noch 28 m mächtige Rötkalke mit *Myophoria costata* erhalten geblieben. Das Steinsalzlager tritt in Zawada zwischen 284 und 315 m Tiefe, also in einer Mächtigkeit von 31 m auf; es ist durch Salzton mehrfach verunreinigt. Die gelegentliche Salzführung reicht noch bis 326 m Teufe. Gips wurde von 239—343 m beobachtet. Bemerkenswert ist, daß die alttertiären bituminösen schiefrigen Sandmergel des Oligocäns, welche unter den rötlichen und grünen Letten den Hauptbestandteil der alttertiären Schichtenfolge ausmachen, gleichfalls, wenn auch nur untergeordnet, Gips enthalten. In der alttertiären Schichtenfolge treten zwischen 620 und 643 m Teufe Kohlenwasserstoffe auf; Erdölspuren konnten aber in der stark bituminösen Schichtenfolge nicht aufgefunden werden. Der Gipshorizont beginnt bei 260 m Teufe.

Der untere marine Tegel, der nur 2 Zwischenlagen von mergeligen Sandsteinen aufweist, führt zwischen 490 und 526 m Teufe Fauna, desgl. zwischen 548 und 588 m.

Das Oligocän beginnt mit 6 m mächtigen roten Mergeln

(587—593 m), dann folgt rötlichgelber Mergel (593—596 m), dann bis 599 m rötliche geflammte Tone, darunter wieder bis 608 m buntfarbige, auch grünliche Mergel. Bei 608 m beginnt ein weißer Kalkstein, in dem ein Exemplar von *Pecten* nov. spec. cf. *semicingulatus* gefunden wurde (vergl. MICHAEL, Über die Altersfrage des Tertiärs im Vorlande der Karpathen, Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft 1913, 238).

Die übrige oligocäne Schichtenfolge wird dann von den mergeligen sandigen Melettaschiefern mit gelegentlichen Papier- und Alaunschiefer-Zwischenlagen zusammengesetzt.

Auch die Bohrung Bismarck II bei Moszisk im Kreise Pleß hat von 424—460 m Oligocän nachgewiesen, meist Melettaschiefer.

Westlich von Zawada ist Steinsalz noch in der Bohrung Leschczin 9 von EBERT nachgewiesen. Diese Bohrung (vergl. die Skizze) steht bereits erheblich südlicher und in der abgesunkenen Partie; das Deckgebirge ist 565 m mächtig. Als Profil ergibt sich auf Grund der noch vorhandenen Bohrproben, außer den bereits von EBERT (l. c. S. 43) gemachten Angaben, für den Salz- und Gipshorizont:

165,0—233,0 m sandiger Tegel
233,0—261,0 » Tegel mit Gips
261,0—272,6 » Steinsalz
272,6—311,0 » dünnplattiger Tegel mit Gips.

In den nördlich gelegenen Bohrlöchern Leschczin 6—8 sind die tiefsten Tegelschichten unmittelbar über dem Steinkohlengebirge gipsführend. Die Carbonoberfläche liegt hier bei rund 100 m Teufe. Im Bohrloch Leschczin 10 sind gleichfalls nur gipsführende Tone angetroffen worden, desgleichen in den unmittelbar benachbarten Bohrlöchern Leschczin 11 und 12. Das Steinkohlengebirge wurde hier in 272 m Teufe erreicht. Die tiefsten Miocänschichten werden hier von einem etwa 20 m mächtigen Kalkstein gebildet, der sowohl in derberen Partieen wie in auskrystallisierten Massen gediegenen Schwefel in auffälliger Menge führt. Der geschichtete Tegel beginnt hier bei 210 m Teufe. Gips wurde nur in Spuren beobachtet.

Die Bohrungen Pallowitz.

Mit dem Sammelnamen »Pallowitz« werden eine Reihe von fiskalischen Bohrungen bezeichnet, die nur zum Teil in der unmittelbaren Nähe des zwischen Orzesche und Sohrau gelegenen Dorfes niedergebracht wurden. Von Ebert sind seinerzeit die Bohrungen Pallowitz I bis III und Pallowitz V untersucht worden; III, IV, V und VI liegen bei dem über 3 km in südöstlicher Richtung entfernten Dorfe Woschczytz. Diese älteren Bohrungen wurden in den Jahren 1890—1893 niedergebracht.

Die bei Woschczytz gelegenen Bohrlöcher haben zwar nach den vorliegenden Angaben Steinsalz nicht angetroffen; das Tertiär ist nach den Schichtentabellen in

III = 238 m
IV = 235 »
V = 236 »
VI = 268 »

mächtig. Doch sind hier möglicherweise Steinsalzvorkommen übersehen worden; denn die Bohrtabelle verzeichnet ausdrücklich in den Bohrlöchern Pallowitz V und VI zwischen 125 und 175 m Teufe gipsführenden Tegel. Das Gleiche gilt von den benachbarten Bohrlöchern Woschczytz I, II und III, in denen das Miocän in 245, 248 bezw. 252 m Mächtigkeit durchbohrt wurde.

Die neueren, zum Teil bereits mit Rücksicht auf das Salzvorkommen angesetzten Bohrungen Pallowitz VII, VIII, IX und X wurden 1905 und 1906 niedergebracht; sie liegen wiederum bei Pallowitz, wurden zumeist als Diamant-Kernbohrungen ausgeführt und sämtlich an Ort und Stelle wiederholt untersucht.

Pallowitz VII.

Die Tiefbohrung Pallowitz VII, südlich vom Dorfe Pallowitz, hat rund 54 m diluviale Schichten durchsunken, darunter zwei durch 25 m Sand und 2 m Beckenton getrennte Geschiebemergel von 2,5 bezw. 11 m Stärke bei 4 bezw. 37 m Teufe. Die obere Abteilung des Miocäns mit sandigen Schichten bis 128 m reicht bis 198 m. Das Tertiär beginnt mit 15 m mächtigen Sanden, die Lignit führen und durch Aufnahme von Tegelbrocken allmählich in einen sandigen Tegel übergehen; der Tegel hat stärkeren Glimmergehalt und weist verschiedene zentimeterstarke Bänke eines sehr tonigen bituminösen

Kalksteins auf. Zwischen 134 m und 166 m ist er fein geschichtet. Bei 198 m beginnt die Gipsführung; der Gips tritt in schmalen Bändern auf, welche die Tone regellos durchsetzen. Diese gipsführenden Tegel reichen bis 234 m. Von 234 m abwärts bis 274 m wurde mehrfach Steinsalz durchbohrt; von 234 m bis 236 m ist dasselbe ziemlich rein, während es sich in den übrigen Partieen zwar häufig, aber stets nur nesterweise oder in schwächeren Lagern und immer mit Gips vergesellschaftet findet. Der begleitende Tegel selbst ist sandig, fein geschichtet und gleicht dem Salzton der übrigen Salzbohrungen der Sohrauer Gegend durchaus.

Die Mächtigkeit der Gips und Steinsalz führenden Partieen beträgt insgesamt also nur 76 m.

Die vorliegenden nicht verunreinigten Salzproben sind von normaler Beschaffenheit. Der untere marine Tegel reicht von 274 m bis 425 m Teufe und führt zahlreiche Versteinerungen, namentlich von 333 m bis 335 m und zwischen 360 und 365 m Teufe.

Bei 364 m Teufe wurde eine schwache Landschnecken führende Schicht durchbohrt; bei 365 m tritt wieder marine Fauna auf.

In den tieferen Partieen zeigt der Tegel häufig eine senkrecht zur Schichtung durchsetzende Zerklüftung durch feine Haarrisse und Spältchen, die sich häufig zusammenschließen.

Mit 425 m Teufe tritt eine wesentliche Änderung im Gesteinscharakter ein; von 425 m bis 434 m Teufe liegt ein stark glaukonitischer, mürber, mergeliger Sandstein ohne organische Reste vor.

Dann folgen 17 m fein geschichtete, stark bituminöse Mergelschiefer von dunkler Farbe, die in dünnen Platten spalten.

Diese Mergelschiefer sind auf ihren Schichtflächen häufig mit Schuppen der Gattung *Meletta* bedeckt; zu ihnen gehören auch die darunter liegenden nicht mit der Diamantkrone, sondern nur als Bohrschmand erhaltenen mergeligen Sandsteine, die nach der Bohrtabelle bis 466 m Teufe reichen. Die 41 m mächtige Schichtenfolge gleicht derjenigen von Zawada I durchaus und gehört dem Oligocän an.

Pallowitz VIII, südöstlich vom Dorfe Pallowitz, hat nach 22 m Diluvium das Miocän erreicht. Leider war die Kernreihe dadurch Pallowitz VIII.

ziemlich verringert, daß zahlreiche Proben beim Bohren aufgerieben wurden, besonders in der salzführenden Partie, welche bei 200 m Teufe beginnt, so z. B. von 217—221 m, 229—253 m, 258—259 m u. a. m.; insgesamt waren hier zwischen 134 und 380 m Teufe über 100 m Kerne verloren gegangen.

Das Salzlager tritt hier zwischen 216 und 270 m Teufe auf; reines Steinsalz von mehreren Metern Mächtigkeit wechselt mit verunreinigten Partieen.

Im einzelnen ist das Profil des Salzhorizontes folgendes:

200,50—216,50 m Tegel mit Gipsschnüren und Kalksteinschichten
216,50—255,14 » Anhydrit, Gips mit Salzton und Salznestern
255,14—255,74 » Steinsalz, rein
255,74—257,34 » Ton mit Anhydrit und Steinsalz
257,34—265,20 » Anhydritschiefer und Salz
265,20—265,80 » Steinsalz, unrein
265,80—270,15 » Tegel mit Gipsschnüren und Anhydrit
270,15—440,00 » Tegel.

Zwischen 430 und 440 m sind kalkige Zwischenlagen vorhanden; die tiefste Schicht wird von einem glaukonitischen Kalksandstein und Ton gebildet, der größere Quarzgerölle führt und zahlreiche Austern und *Corbula gibba* enthält. Von 440—447 m folgen dunkelgrüne und bis 451 m rötlich und rötlichgrau geflammte kalkfreie Tongesteine. Von 451—466 m wurde ein weißlicher fester Mergel durchbohrt, der in zahlreichen Exemplaren die Abdrücke eines undeutlichen *Pecten* enthält. Die Bedeutung dieses Fundes ist an anderer Stelle erörtert worden. Die Kerne dieses Tongesteins nehmen äußerlich rasch eine gelbliche Farbe an.

Mit den Mergeln treten bereits schwach glimmrige, geschichtete, mergelige Sandschiefer auf, die zahlreiche Reste von *Meletta* enthalten. Von 466—495 m Tiefe abwärts herrschen diese Schiefer ausschließlich vor. Zwischen 467 und 469 m und bei 482 m sind dünne Zwischenlagen von Papier- und Alaunschiefer eingeschaltet. In den oberen Mergeln finden sich gleichfalls Zwischenlagen von Tongestein, welches fast kalkfrei ist. Bei 454 m tritt ein schwärzlich-grauer Schieferton auf, der in dünne Schichten zerfällt. Von 495—500 m Tiefe wurde nochmals ein grünlichgraues Tongestein durchbohrt, welches, wie die übrigen Schichtenfolgen von 440 m,

noch zum Oligocän gehört. Der von 500 m abwärts durchbohrte graue Sandstein ist Steinkohlengebirge, welches dann, zunächst in steiler Lagerung von Sprunggebirge mit Schollen alttertiären Gesteins durchsetzt, bis 510,74 m durchbohrt wurde. Die Melettaschiefer sind unter 15° geneigt. Die Miocäntegel sind in ihren tiefsten Schichten von zahlreichen Haarrissen durchzogen und augenscheinlich in gestörter Lagerung.

In Pallowitz IX, östlich von dem gleichnamigen Dorfe, ist das Steinsalzlager von 235—269 m Tiefe durchbohrt worden. Von 235—254 m besteht es aus reinem Steinsalz; zwischen 254 und 255 m ist es mit Salzton vermengt. Von 255—265 m ist Fasergips und Anhydrit zwischengeschaltet. Bis 267 m Tiefe tritt wiederum ein stark mit Salzton verunreinigtes Steinsalz auf, dann folgt 1,6 m reines Steinsalz und schließlich eine 4 m mächtige Schichtenfolge von Salzton mit Steinsalz und Gips. Pallowitz IX.

Das Oligocän beginnt bei 459 m.

0	— 32,0	m	Diluvium
32,0	— 88,0	»	sandiger Tegel
88,0	—110,0	»	sandiger Tegel mit Sandzwischenlagen
110,0	—198,0	»	fester Tegel
198,0	—212,0	»	Tegel mit Gips, Anhydrit und Kalkstein
212,0	—221,0	»	Salzton und Gips
221,0	—235,0	»	Tegel mit Gipsknollenlagen
235,0	—254,0	»	Steinsalz
254,0	—255,0	»	Salzton und Gips
255,0	—263,0	»	Steinsalz mit Gips und Anhydritlagen
263,5	—265,0	»	Gips und Anhydrit
265,0	—267,5	»	Salzton
267,5	—269,0	»	Steinsalz mit Gipsschnüren
269,5	—282,0	»	Ton mit Gips und Anhydrit
282,7	—450,67	»	fester hellgrauer Tegel
450,67	—451,53	»	mürber toniger Kalksandstein
451,53	—459,0	»	sandiger Tegel und Kalksandstein
459,0	—461,0	»	rote Mergel
461,0	—462,0	»	dunkelgrüne Mergel
462,0	—463,0	»	geflammte Mergel mit Gips
463,0	—469,0	»	hell bis grünlichgrauer fester Tonmergel
469,0	—472,0	»	grünlichgrauer schiefriger sandiger Mergel
472,0	—475,0	»	grauer Kalksandstein
475,0	—509,0	»	schiefrige Mergel und sandige Melettaschiefer in Wechsellagerung, bei 484 m Menilitschiefer
509,0	—515,0	»	hellgraue Quarzsande

515,0 —517,0 m grünlichgrauer milder Sandstein
517,0 —532,0 » glimmriger, milder Sandstein
533,0 —550,0 » Steinkohlengebirge.

Die unteren marinen Tegel sind in ihren tiefsten Partieen gleichfalls von zahlreichen Spalten durchsetzt und liegen augenscheinlich diskordant über dem Oligocän.

Pallowitz X. Auch diese Bohrung ist zum größeren Teile (von 200—400 m) als Meißelbohrung mit Süßwasserspülung niedergebracht worden, sodaß eine genaue Feststellung der durchbohrten Schichtenfolge erschwert ist. Die Bohrung hat bis 70,5 m diluviale Schichten erschlossen, bis 6,00 m Geschiebelehm, bis 30,0 m Sande, bis 45,0 m wiederum Geschiebemergel, bis 51,0 m Tonmergel, bis 70,0 m Sand und Kies. Dann folgen 129,0 m Tegel, die bis 125,0 m fest, in ihrer unteren Partie sandiger sind. Bei 199,0 m Tiefe beginnt die Gips- und Anhydritführung; Steinsalz tritt von 235,0—257 m Tiefe auf. Dann folgen bis 262 m Tiefe Anhydrit und Gipsschichten, darunter noch ähnliche Schichten, in denen häufiger noch Steinsalz gefunden wird, ohne daß es nach den Proben möglich wäre, hier bestimmte Mächtigkeiten anzugeben. Die Salzführung reicht bis 290 m Tiefe, Anhydrit wurde bis 307,0 m Tiefe verfolgt. Soweit die Meißelproben erkennen lassen, reicht der untere Tegel des Miocäns bis 417,0 m. Die oligocäne Schichtenfolge beginnt nach 4,0 m Kalksandstein mit den gleichen bunten Mergeln und grauen mergeligen Sandsteinen wie in Pallowitz VIII, dann folgen Melettaschiefer, deren Bruchstücke namentlich zwischen 468 und 474 m Tiefe zahlreiche Melettareste führen. Die Schichtenfolge schließt zwischen 474—481 m Tiefe mit mürben weißen Sanden, die aber möglicherweise bereits zum Steinkohlengebirge gehören. Das letztere wurde noch bis 518 m Tiefe durchbohrt; der bis zum Schluß rötlich verfärbte Schieferton enthält zahlreiche Toneisensteine und fünf Flöze von 0,98, 1,33, 0,75, 0,50 und 0,25 m Mächtigkeit.

Die in früheren Jahren von privater Seite in der Sohrauer Gegend ausgeführten Bohrungen geben leider über die weitere Erstreckung des Steinsalzlagers nach S. keine Anhaltspunkte, daher muß unentschieden bleiben, wie weit sich das Steinsalz noch süd-

lich an der Linie zwischen den Bohrungen Sohrau 1—6 und Pallowitz X erstrecken kann. Die Bohrung Woschczytz I hat Steinsalz selbst nicht angetroffen. Wohl aber ist es hier doch, wie die wenigen noch vorhandenen Proben erkennen lassen, zur Feststellung des Steinsalzhorizontes gekommen. Die einzige vorliegende Probe mit der Tiefenangabe 85—251 m ist ein anhydritischer gipsführender Tegel. Darunter folgt bis 262 m lockerer mergeliger Sandstein. Auch die Bohrlöcher Woschczytz II und III weisen zwischen 75 und 266 m gipsführenden Tegel auf. Nach den Ergebnissen der genauer bekannten Schichtenfolgen dürfte aber eine Gipsführung nicht in dem ganzen Horizont vorhanden sein. Bei einem älteren nordwestlich von Sohrau, 1,5 km südlich von den Sohrauer Salzbohrungen gelegenen Bohrloch Karl verzeichnet die Tabelle lediglich in 59 m Teufe 20 m graublaue Letten mit hellgrauen, festen Gipsdurchzügen. Die Sohrauer Bohrlöcher Moritz, Max und Elsa und Paul enthalten keinerlei Angaben; im Bohrloch Sohraus Zukunft, 3 km nördlich von Sohrau, ist der Gipshorizont mit mächtigen, festen Gipslagen zwischen 77 und 169 m angegeben.

Im Bohrloch Renner, 2 km nordöstlich von Sohrau, ist in 20 m Teufe 5,8 m Gips, dann bei 55 m Teufe 4,71 m Gipsletten durchbohrt worden. Das Steinkohlenbohrloch Theodor Paul, südlich von Sohrau, ist gleichzeitig das Fundbohrloch für das Solquellenbergwerk Sool-Pallowitz. Das Miocän wurde zwischen 41 und 316 m Tiefe durchbohrt. Wieweit hierbei noch Oligocän beteiligt ist, läßt sich nicht angeben. Salzsole ist zwar erst in einer Tiefe von 300 m konstatiert worden, sie entstammt aber sicher höher gelegenen Schichten. Als spezifisches Gewicht wird bei einer Temperatur von 15° C = 1,023 angegeben.

Gesamtrückstand im Liter . . .	32,90 %
Chlornatrium	28,70 »
Chlorcalcium	2,40 »
Chlormagnesium	1,80 »

Wahrscheinlich dürfte es sich auch hier noch um eine Salzführung des mittleren miocänen Horizontes handeln. Die befolgte Bohrmethode hat lediglich die Konstatierung des Steinsalzes unmöglich gemacht.

Analysen. Von den Steinsalzbohrungen sind, soweit als angängig, im Laboratorium der Königlichen Geologischen Landesanstalt Analysen, meist von Herrn Dr. Eyme, ausgeführt worden, insgesamt 22. Der in Wasser unlösliche Rückstand ist auf gewogenem Filter bei 110—115° getrocknet. Das Ergebnis dieser Analysen ist in der anliegenden Tabelle zusammengestellt. Sie beweisen, daß sich das Salz bei geeigneter Behandlung zu jedem Zwecke verwenden läßt auch zur Vermahlung von Speisesalz. Bemerkenswert ist der starke Gasgehalt, der sich auch beim Auflösen von Steinsalzproben durch Entweichen von zahlreichen kleinen Bläschen zeigt.

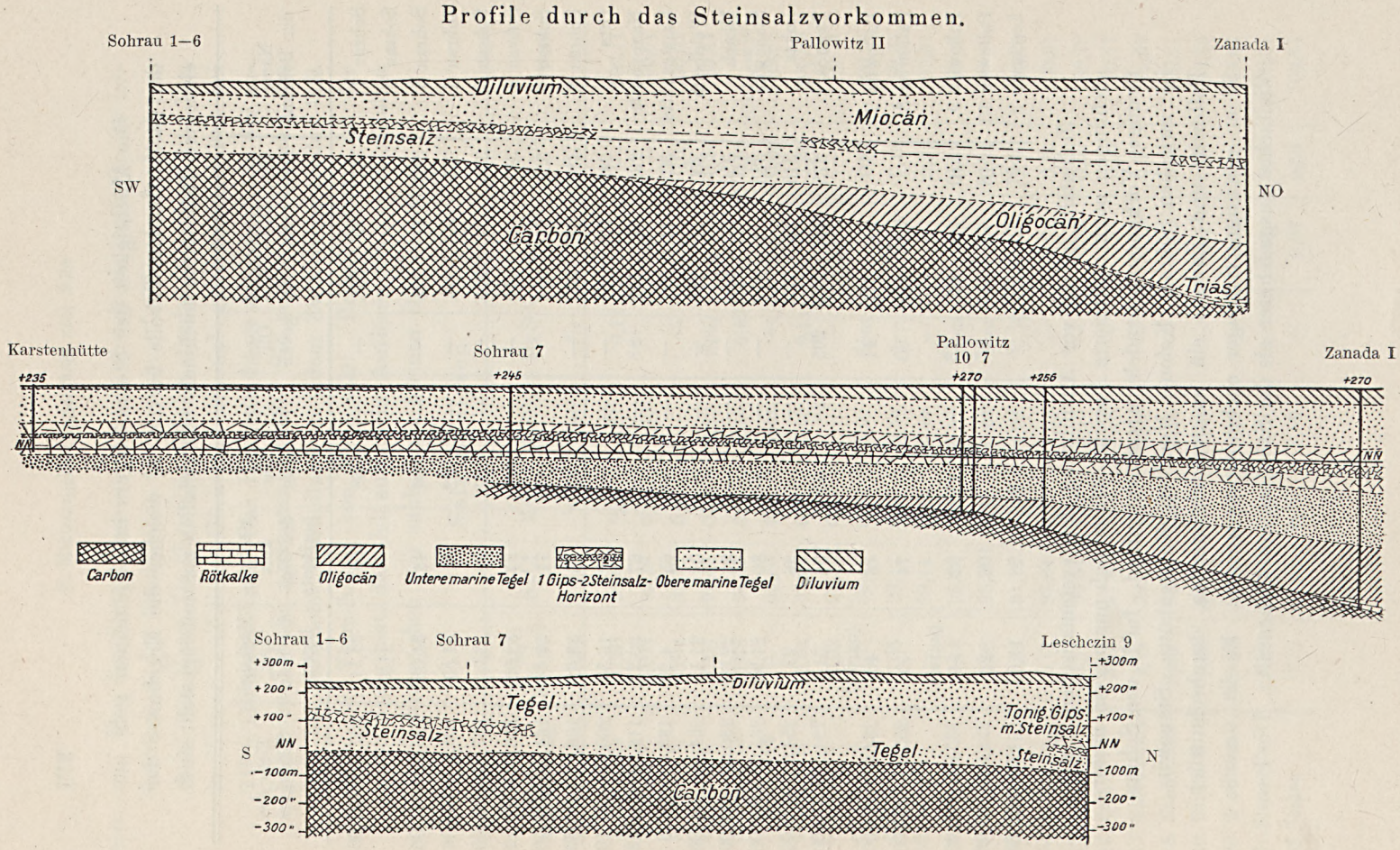
Salz-Analysen.

Name der Bohrung	in H_2O unlöslich %	$NaCl$ %	KCl %	$CaSO_4$ %	$MgSO_4$ %	$MgCl_2$ %	H_2O %	Summa
1. Leschczin	0,20	98,87	0,31	0,81	0,12	—	—	100,11
2. Sohrau 1	0,03	99,36	0,56	0,12	—	—	—	100,07
3. Sohrau 2	0,04	99,52	0,41	—	—	—	0,05	100,02
4. Sohrau 4	0,04	98,68	0,74	0,22	Spur	—	0,16	99,84
5. Sohrau 5a	1,48	94,43	0,34	2,16	0,40	—	0,59	=100,36 ($CaCa_3$=0,96)
Sohrau 5b	—	99,53	0,27	Spur	—	—	0,03	99,83
6. Sohrau 6	0,04	94,29	0,35	3,40	0,11	—	1,90	100,09
7. Sohrau 7	0,02	99,33	0,39	—	—	—	—	99,74
8. Sohrau 8	0,03	98,45	0,39	1,02	Spur	—	0,37	100,26
9. Sohrau 8	0,03	98,12	0,80	0,42	—	0,06	0,18	99,61
10. Zawada	—	99,44	0,25	Spur	—	—	0,22	99,91
11. Zawada	0,18	95,68	0,20	2,82	Spur	—	0,53	99,41
12. Zawada	0,08	98,35	0,35	0,68	Spur	—	0,26	
13. Pallowitz	1,98	91,12	0,37	4,92	0,10	—	1,30	99,79
14. Pallowitz	0,12	97,64	0,72	1,43	—	0,06	0,34	100,31
15. Pallowitz	0,51	94,84	1,08	2,75	—	0,09	0,52	99,79
16. Otto I	3,16	91,96	1,14	2,68	—	0,24	0,59	99,77
17. Karstenhütte	1,14	94,94	1,10	2,09	—	0,15	0,57	99,99
18. Nannyhütte	Spur	98 82	0,96	0,26	—	0,09	0,08	100,21
19. Ulrich V	0,68	96,42	0,66	2,04	—	Spur	0,09	99,89
20. Waldheim	0.42	97,66	0,67	0,78	—	0,05	0,08	99,66
21. Stanowitz	0,30	98,32	0,94	0,61	—	Spur	0,14	100,31
22. Lukas	0,73	95,64	0,70	2,50	—	0,07	0,50	100,14

Die Mächtigkeit des Steinsalzlagers im allgemeinen geht aus der nachstehenden Tabelle hervor, in welcher die Ergebnisse der einzelnen Bohrungen nochmals übersichtlich zusammengestellt sind.

Name der Bohrung	Ges. Tiefe	Diluvium	Miocän	Oligocän	Trias	Carbon	Mächtigkeit des Gipshorizonts	Mächtigkeit des Salzlagers	Tiefe des Salzlagers
Sohrau 1	347	29	238	—	—	88	109	29,51	107,49—137,00
Sohrau 2								31	
Sohrau 3	340	31	225	—	—	84	44	34,69	106,31—141,00
Sohrau 4	338	32	224	—	—	82	41	34,59	108,9 —142,86
Sohrau 5	340	34	215	—	—	91	92	33	107,00—140,00
Sohrau 6	351	9?	240	—	—	112	87	32,52	106,60—139,12
Sohrau 7	358	23	318			17	71	33,64	164,86—198,50
Sohrau 8	423	25	209	—	—	89	68	33,62	166,88—200,30
Otto	240	53	187	—	—	—	112	16,57	200,43—217,10
Nannyhütte	265	66	191	8?	—	—	67	30,22	116,10—146,32
Karstenhütte	302	11	291	—	—	—	65	4,20	183,6 —187,8
Waldheim	300,8	11	289	—	—	—	102	21,15	264,85—286,00
Ulrich	350	36	314	—	—	—	86	22,00	290,00—312,00
Stanowitz	325	13	312	—	—	—	80?	24,93	265,07—290,00
Lukas	315	56	259	—	—	—	96	23	254,00—277,00
Zawada I	875	12	565	205	28	65	104	31	284,00—315,00
Pallowitz 7		54	371	41			76	(unrein) 40	234,00—274,00
Pallowitz 8		22	418	60			74	10	255,00—265,00
Pallowitz 9	550	32	427	73	—	17	82	(unrein) 34	235,00—269,00
Pallowitz 10	518	70	347	57	—		106	22	235,00—257,00
Leschczin 9	567	13	552	?		2	78	11,60	261,00—272,60

Jedenfalls ist die vor Ausführung der systematischen Untersuchungen noch diskutierte Ansicht, daß es sich nur um ein nesterförmiges Vorkommen handele, nicht zutreffend. Im N. von Sohrau ist zwischen Sohrau, Kolonie Neudorf, Karstenhütte, Stanowitz, Pallowitz und Zawada ein zusammenhängendes, durchschnittlich 30 m mächtiges Salzlager nachgewiesen worden. Es ist um ein Vielfaches ausgedehnter als der Salzstock von Hohensalza. Die La-


Profile durch das Steinsalzvorkommen.
Sohrau 1—6
Pallowitz II
Zanada I
Diluvium
Miocän
Steinsalz
SW
NO
Carbon
Oligocän
Trias
Karstenhütte
Sohrau 7
Pallowitz 10 7
Zanada I
+235
+245
+270
+256
+270
NN
Carbon
Rötkalke
Oligocän
Untere marine Tegel
1 Gips-2 Steinsalz-Horizont
Obere marine Tegel
Diluvium
Sohrau 1—6
Sohrau 7
Leschczin 9
+300m
+200"
+100"
NN
-100m
-200"
-300"
S
N
Tegel
Steinsalz
Diluvium
Tonig. Gips m. Steinsalz
Tegel
Steinsalz
Carbon

Figur 3.

gerungsverhältnisse sind außerordentlich regelmäßig, wie die beigefügten Profile, welche einer weiteren Erläuterung nicht bedürfen, beweisen. Das Steinsalzlager senkt sich von S. nach N. allmählich ein, um dann an der großen Verwerfung südlich der Chaussee Stanowitz-Belk plötzlich abzuschneiden. Die Entstehung der Salzlager ist augenscheinlich durch die tektonischen Bewegungen des Untergrundes zur Miocänzeit ermöglicht worden, durch welche vorübergehend abflußlose Meeresbecken entstanden. Die Transgression des Oligocän-Meeres gleichfalls von S. her weist auf ähnliche Erscheinungen zur älteren Tertiärzeit hin.

Über das stratigraphische Verhältnis des oberschlesischen Steinsalzhorizontes, insbesondere zu dem Salzvorkommen von Wieliczka, habe ich mich bereits früher geäußert (vergl. MICHAEL, dieses Jahrbuch für 1907, S. 213 ff.) Die einzelnen Profile der Schichten sind so einwandfrei zu deuten und übereinstimmend, daß sie eine andere Auslegung als die Annahme des mittelmiocänen Alters und damit die Übereinstimmung mit Wieliczka gar nicht zulassen. Der Salzhorizont wird von 100 m mächtigen Tegeln mit mittelmiocäner Fauna überlagert. Ich befinde mich mit dieser schon vor Jahren geäußerten Auffassung in Übereinstimmung mit den neueren Veröffentlichungen von FRIEDBERG (Miocän in Europa usw., Teil II, polnisch Kosmos, Bd. 37, Lemberg 1912, und Verh. d. K. K. geol. Reichsanstalt Wien 1912, S. 367 ff.), der die ganze Salzformation dem Vindobonien zurechnet (II. Mediterranstufe).

Der oberschlesische Salz- und Gipshorizont hat mit den jüngeren obermiocänen Gipsablagerungen Podoliens, zu welchen SIEMIRADZKI nach freundlichen brieflichen Mitteilungen und seiner Publikation über das Miocän in Polen (Lemberg, Kosmos 1909, S. 632) auch die gips- und schwefelführenden Tone Oberschlesiens stellen will, nichts zu tun.

Die geschichtete Salzformation Wieliczkas, die unteren Tone von Mährisch-Ostrau und Przeciszow und die oberschlesischen Tone mit *Ostrea crassissima* (die ich früher noch zum Oligocän stellte, was FRIEDBERG aber berichtigt hat), rechnet SIEMIRADZKI zum Unteren Miocän (Burdigalien).

Die oberen Tone Mährisch-Ostraus, sowie die von Zabrze und Biskupitz in Oberschlesien faßt Siemiradzki mit den kompakten Tonen der Salzformation Wieliczkas als Tiefseefacies (Schlier) des Mittleren Miocäns auf. Unser Salzhorizont ist aber mit den von Siemiradzki selbst zum Unteren und Mittleren Miocän gestellten oberschlesischen Ablagerungen auf das engste verknüpft und nicht von ihnen zu trennen. Er wird von mittelmiocänen Tonen, von denen sich die obermiocänen Ablagerungen scharf abheben, überlagert und von einer mächtigen Schichtenfolge gleichartiger Tone unterlagert. Der Salzhorizont steht also an der Grenze des Mittelmiocäns zum Untermiocän. Auffällig ist das örtliche Zusammenfallen der Verbreitung oligocäner Schichten mit dem Hauptentwicklungsgebiet des oberschlesischen Salzlagers.

Doch verhindern die das Salzlager unterteufenden, über 100 m mächtigen marinen Tegel die sonst naheliegende Deutung, daß das oberschlesische Steinsalzlager mit dem oligocänen Flyschmeere in direkten Zusammenhang zu bringen sei und dessen letztes Absatzprodukt darstellte. Für die Bildung und Erhaltung der beiden verschiedenaltrigen Schichten in der gleichen Gegend waren lediglich die zu verschiedenen Zeiten wirksamen tektonischen Verhältnisse maßgebend.

Berlin, den 26. Mai 1913.

Zur Kenntnis des oberschlesischen Diluviums.

Von Herrn **R. Michael** in Berlin.

Mit 1 Figur.

Die Altersfrage des schlesischen Diluviums ist in letzter Zeit wiederholt erörtert worden. Die neueren Arbeiten FRECH's und TIETZE's, von denen letzterer die Ergebnisse umfangreicher Spezialaufnahmen verwerten konnte, betonten den früheren Standpunkt, daß in Schlesien nur Ablagerungen der jetzt als zweite aufgefaßten Haupteiszeit vorhanden seien. Die jüngere, die letzte Vereisung habe den schlesischen Boden so gut wie gar nicht berührt (vgl. PARTSCH, Landeskunde von Schlesien, Breslau 1896, S. 166). Diese Auffassung stützt sich auf KLOCKMANN's ältere Untersuchungen (Die südliche Verbreitungsgrenze des Oberen Geschiebemergels, dieses Jahrbuch 1883). KLOCKMANN ließ im Gegensatz zu PENCK, welcher auf Grund der Lößverbreitung eine Ausdehnung des letzten Inlandeises bis in die Gegend von Brieg und Oppeln vermutet hatte, diese Grenze noch nördlich von dem Glogau-Baruther Haupttal verlaufen.

Später ist KEILHACK (Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises usw., dieses Jahrbuch 1898, S. 92) für eine weiter nach Süden gerichtete Ausdehnung der letzten Vereisung in Schlesien eingetreten. Der Rand des letzten Inlandeises ließe sich vom Fläming durch das Katzengebirge und den Trebnitzer Höhenzug über Öls und Namslau bis Kreuzburg verfolgen. Das Tal südlich von diesem Höhenzuge sei das älteste Urstromtal, das sogenannte Breslau-Hannoversche Tal. Das Barschtal ist

nach Keilhack noch vom letzten Inlandeise überschritten worden. Seine zerlappten Grundmoränenreste sind in den Trebnitzer Höhen zu suchen, eine Anschauung, die früher bereits Althans vertreten hatte. Diese Ansicht Keilhack's ist nicht unwidersprochen geblieben. Ihr gegenüber haben Frech (Über glaziale Druck- und Faltungserscheinungen im Odergebiete) und Geinitz (Das Quartär, Lethäa geognostica, Stuttgart 1904, S. 297) darauf hingewiesen, daß bei Trebnitz und in der Umgegend von Breslau zwischen Löß und Tertiär nur ein Geschiebemergel und somit nur die Ablagerungen einer Eiszeit vorhanden seien. Gürich (Die Eiszeit in Schlesien, bunte Blätter aus dem Schlesier-Lande, Breslau 1898, S. 156) gliedert das schlesische Diluvium in

Spätdiluvium: Löß der unteren und tieferen Teile der Ebene, Schneestürme mit Annäherung des Steppenklimas,

Interglazial: Umlagerung der Grundmoräne und energische Tätigkeit der Schmelzwasser,

Frühdiluvium: Größte Ausdehnung des Inlandeises, Bildung der Grundmoräne,

Präglazial: Stauwasserseen mit Bildung von Blättertonen.

In der Zeitschrift »Schlesien«, Bd. 1, 1907, Breslau, S. 189, erörtert Gürich die Frage, wie weit die nordische Vergletscherung der Eiszeit in Schlesien nach Süden gereicht habe. Er bemerkt, daß die Grundmoränen weiter reichten wie die Endmoränen und bis an den Fuß des Gebirges sich verfolgen ließen. Die Findlinge erreichen Höhen bis zu 600 m. Alle Gebirgspässe der Grafschaft Glatz, die sich nicht über 500 m erheben, sind vom Eise überschritten worden; Geschiebe sind bei Jägerndorf bis 408 m, in den Karpathen und Sudeten bis 20 km südwärts vom Rande, bei Andrychau bis 340 m Höhe verfolgt worden. Bei Zuckmantel wurden sie in Höhen von 436 m, bei Freudenthal 415, 440 und 470 m, bei Neutitschein bis 290 m gefunden.

Das Breslauer Quartär besteht nach FRECH nur aus Ablagerungen der großen Eiszeit, von oberem Diluvialsand nebst Geschiebelehm. FRECH gebraucht hierbei die Bezeichnung oberdiluvial in einem abweichenden Sinne. VOLZ und LEONHARD (Über einen reichen Fund von Elephantenresten usw., Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1896) äußerten, daß die Säugetierfunde in einer Sandgrube von Petersdorf bei Gleiwitz älter wären als die Rixdorfer Fauna, da sie unter dem Geschiebemergel lägen, welcher dem Unteren Geschiebemergel Norddeutschlands gleichzustellen sei. In einer weiteren Mitteilung hat VOLZ (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1897, S. 194) nochmals ausgesprochen, daß der oberschlesische Geschiebemergel der größten Vereisung angehöre und hier nur Ablagerungen der ersten Interglazialzeit vorhanden seien.

MÖLLER (Zeitschrift für Naturwissenschaften Stuttgart 1901 S. 263) hält die Sande mit den Elefantenresten im Gegensatze zu VOLZ für die Produkte von Schmelzwassern einer zurückweichenden Glazialepoche, für die Ablagerungen, die einer kleinen pliocänen Eiszeit gefolgt seien.

Im Gegensatz zu dieser allgemeinen Ansicht über das Alter des oberschlesischen Diluviums habe ich mich 1902 bei der Vorlage eines Schädels von *Ovibos fossilis* (*moschatus* im älteren Sinne) über das Alter der schlesischen Diluvialablagerungen geäußert. Ich betonte[1]), daß kein zwingender Grund vorläge, die Gleiwitzer Sande, wie das gesamte Diluvium Schlesiens überhaupt, als Ablagerungen der großen Eiszeit, als Untere Sande bezw. Untere Geschiebemergel, also als Unterdiluvium zu betrachten. Vielmehr sei es nur natürlich und übereinstimmend mit den Erfahrungen aus den Nachbargebieten, den Ergebnissen zahlreicher Tiefbohrungen, sowie aus den Beobachtungen verschiedenartiger Endmoränenbildungen, wenn man sich an den Gedanken gewöhne, daß auch die letzte Vereisung Norddeutschlands fast ganz Schlesien bedeckt hat. In der Erörte-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1902.

rung nach meinem Vortrag hat Maass unter Bestätigung meiner Auffassung angeführt, daß das normale Oberdiluvium in Posen an der schlesischen Grenze noch 50 m mächtig sei. Gegen meine Ansicht hat sich Geinitz (Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Beilageband, Stuttgart 1902, S. 18, und: Das Quartär, S. 263) ausgesprochen. Er meint, daß ich diese Ansicht nicht bewiesen habe. Hierzu möchte ich bemerken, daß ich die mir vorliegenden Beweise damals wohl angeführt habe, daß allerdings sowohl mein Vortrag wie die Erörterung nur in unvollständiger Form zum Abdruck gelangt sind. Inzwischen sind durch die geologischen Aufnahmearbeiten im Odertal bei Breslau, an denen ich beteiligt war, und dann vor allem durch die geologische Kartierung der Umgegend von Breslau von Tietze und Barsch Arbeiten veranlaßt worden, welche die Altersfrage des schlesischen Diluviums in der Umgebung von Breslau auch nach meiner Ansicht erschöpfend geklärt haben. Ich stehe nicht an, die Beweisführung Tietze's anzuerkennen und den Nachweis als erbracht zu sehen, daß das Diluvium in Mittelschlesien nur der älteren Diluvialzeit angehört. Tietze hat (Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Breslau, dieses Jahrbuch für 1910 I, S. 280) hauptsächlich nach den Oberflächenformen auf die Unterschiede des Breslauer Gebietes gegenüber solchen Gebieten hingewiesen, die unbestritten von der letzten Vereisung berührt worden sind. Er rechnet deshalb die glazialen Bildungen aus der Gegend von Breslau zur älteren Vereisung, läßt es aber offen, ob nicht vielleicht die Trebnitzer Berge wenigstens an ihrem Nordrande von der jüngsten Vereisung überschritten wurden. Tietze nimmt an, daß das Breslauer Gebiet vielleicht zweimal vereist war, und daß beide älteren Vereisungen durch eine Interglazialzeit getrennt waren. Erhalten sind nur die Bildungen einer älteren Eiszeit und die der letzten Vereisung zeitlich entsprechende Lößdecke. Eine auffällige Mächtigkeit der diluvialen Schichten von 78 m Stärke in dem Bohrloch bei Kreike erklärt Tietze

mit der Annahme, daß der Geschiebemergel präglaziale Täler ausfülle.

Als jungglaziale Bildungen sind von BEHR und TIETZE (Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa, Prov. Posen, zwischen Oder und russischer Grenze, dieses Jahrbuch für 1911 I, S. 60) als die nördlichsten Ablagerungen der jüngeren Eiszeit die Endmoränen zwischen Neusalz und Storchnest und ihre Fortsetzung nach Osten auf russischem Gebiete beschrieben worden.

In einer Arbeit über das Alter der diluvialen Vergletscherung in den Provinzen Posen und Schlesien (dieses Jahrbuch 1910 II, S. 47) faßt TIETZE seine Darstellungen dahin zusammen, daß die Lissaer Endmoränen die südlichste Staffel der Endmoränen der letzten Vereisung darstellten und bezweifelt, daß im Katzengebirge endmoränenartige Bildungen vorliegen. Die Lissaer Endmoränen bilden aber sicher nicht die eigentliche Grenze der letzten Vereisung. Das Inlandeis hat vielmehr noch südlicher gelegen, war jedoch nicht mehr mächtig genug, um umgestaltend auf den Untergrund einzuwirken oder ihn mit beträchtlichen Eisablagerungen bedecken zu können.

Zusammenfassend äußert sich FRECH (Über Mächtigkeit des europäischen Inlandeises und das Klima der Glazialzeit, Internationaler Geologenkongreß, Stockholm 1910) über Entwicklung und Ausdehnung der Eiszeit in Oberschlesien. Das schlesische Quartär sei normal zusammengesetzt (S. 34) aus liegendem Geschiebemergel, hangendem Geschiebesand und Einlagerungen von Bänderton. In geringeren Abständen könne die Grundmoräne oder der Sand allein für sich das ganze Quartär aufbauen. Die Dicke des Inlandeises habe nur 200 m betragen, das Eis war nicht imstande, die präglazialen Unebenheiten abzutragen, es sei nur ein Geschiebemergel entwickelt, die dritte Eiszeit habe Schlesien nicht betroffen. Höhenlagen des Erraticums am Rande der Gebirge ließen, da das Eis unter dem Drucke der nachdringenden Eismassen auch bergaufwärts fließen könne, keine Rückschlüsse auf die Mächtigkeit zu. Der Rum-

melsberg bei Strehlen sei über 330 m Höhe hinaus eisfreier Nunatak gewesen. Gegen diese Auffassung sprechen die von mir seinerzeit bis dicht an den Gipfel des Rummelsberges aufgefundenen Erratica, gegen die geringe Mächtigkeit der Eismassen die Höhendifferenzen zwischen der Grundmoräne und den Findlingen am Gebirgsrande von über 200 m.

Auch Behr (Über Glazialerscheinungen am Rummelsberg in Schlesien, dieses Jahrbuch 1911 I, S. 303) bezweifelt, daß die Gipfelkuppe des Rummelsberges mit 392,6 m Höhe eisfreier Nunatak gewesen sei. In 310 m Höhe und südlich des Aussichtsturmes wurden von ihm bei 337 m viele echte nordische Geschiebe gesammelt und ein großer, später mit Grundmoränenmaterial ausgefüllter Gletschertopf beobachtet. Er verlegt die Entstehung desselben in die ältere Eiszeit, weil ihm im Vorlande des Rummelsberges Bildungen oder Wirkungen unzweifelhaft jungglazialen Alters nicht bekannt geworden sind.

Aus derartigen, zweifellos sichergestellten Beobachtungen über das Alter der diluvialen Bildungen in Mittelschlesien wurden selbstverständlich Rückschlüsse auf das Alter des oberschlesischen Diluviums gezogen. Man glaubte, daß auch hier in einem, im Verhältnis mehr peripheren Gebiete naturgemäß nur Ablagerungen der älteren Eiszeit vorhanden seien. Meine anders lautenden Beobachtungen sind bereits erheblich früher erfolgt als die Untersuchungen im mittelschlesischen Diluvium. Deshalb möchte ich an dieser Stelle lediglich das Tatsachenmaterial, welches von mir gesammelt worden ist, anführen. Aus dem Material geht hervor, daß die allgemeine und einfachste Auffassung, nach der in Oberschlesien nur die Ablagerungen des älteren Diluviums vorhanden seien, nicht ohne weiteres angenommen werden kann. Ich will hierbei zunächst die Frage offen lassen, ob in Oberschlesien zum Teil auch das jüngste Diluvium vorhanden ist oder nicht.

Wenn nun zunächst behauptet wird, daß die oberschlesischen Diluvialablagerungen nur der älteren Eiszeit angehören müssen, weil sie nirgends die lebhaften und

charakteristischen Formen zeigen wie die zweifellos von der jüngsten Eiszeit bedeckten Gebiete Norddeutschlands, so muß dem gegenübergehalten werden, daß ein direkter Vergleich Oberschlesiens mit diesen Gebieten nicht angängig ist. Man kann deshalb auch aus etwaigen Verschiedenheiten keine Rückschlüsse ziehen. Oberschlesien ist zum Teil höher gelegen als viele derartige Gebiete Norddeutschlands, vor allem aber spielen die im Untergrund anstehenden Gesteine eine wesentliche Rolle. Schon das Gebiet des nördlichsten Oberschlesiens bot dem heranrückenden Inlandeis eine stark belebte Landoberfläche dar mit ausgedehnten Depressionen von weichen Keuperschichten, die unterbrochen waren von Höhenzügen aus festeren Keupersandsteinen oder Keuper- und Jurakalken. Ebenso war in dem oberschlesischen Muschelkalkrücken, der das Keupervorland nach Süden in einem nur wenig unterbrochenen Zug anstehender Gesteine abschließt, ein Hindernis vorhanden, das zum mindesten auch auf ein in großer Mächtigkeit anrückendes Inlandeis einwirken und zu Unterbrechungen oder Ablenkungen führen mußte. Die tiefen Täler und Senken der weiter im Süden vorhandenen Steinkohlengebirgsoberfläche waren zwar in der Miocänzeit zum größeren Teil ausgeglichen und mit Tertiärablagerungen erfüllt worden; sie stellten doch aber immerhin noch größere Depressionen dar, welche dem Inlandeis räumlich beschränkte natürliche Einzugsgebiete darboten. Eine weit ausgedehnte ebene Landschaft war nirgends vorhanden. Abgesehen von der verschiedenartigen Widerstandsfähigkeit der meist tonigen Bildungen etwaigen Einwirkungen des Inlandeises gegenüber konnte dieses deshalb seine Ablagerungen nicht in der gleichen Gesetzmäßigkeit und Regelmäßigkeit absetzen wie in anderen Gebieten. Seine Ablagerungen mußten sich vielmehr dem vorhandenen Relief in einem weitgehenden Maße anschmiegen. Diese Tatsache ist eine wesentliche Eigentümlichkeit der oberschlesischen Diluvialablagerungen. Aus dem Fehlen der charakteristischen Aufschüttungsformen anderer Gegenden der jüngsten Vereisung

kann man deshalb keine Schlußfolgerungen auf das Vorhandensein oder Nichtvorhandensein des Oberdiluviums in Oberschlesien ziehen.

Das oberschlesische Diluvium ist ferner keine einheitliche Bildung. Nordisches Diluvium herrscht zwar im gesamten Oberschlesien vor; Grundmoränen und Erratica finden sich noch im Vorlande der die oberschlesische Platte abschließenden Vorberge der Sudeten und beskidischen Karpathen bis durchschnittlich 400 m Meereshöhe. Je weiter nach Süden aber, desto größer wird der Anteil der von dem Eise überschrittenen Gesteine der älteren Formationen des nördlichen Gebietes an den diluvialen Ablagerungen; hierbei spielen namentlich die verschiedenen Triasgesteine eine Rolle.

Andrerseits macht sich im Süden in dem Gebirgsvorland der Einfluß des Gebirgsdiluviums geltend, welcher schließlich überwiegt und das nordische fast völlig verdrängt und aufgearbeitet hat. Die Kiese und Schotter mit Geröllen der südlichen karpathischen Formationen reichen weit nach Norden herauf, wie durch die Aufnahmearbeiten in der Gleiwitzer Gegend festgestellt worden ist. Das lebhafte Landschaftsbild, z. B. des Rybniker und Loslauer Hügellandes ist durch eine intensive, jüngere Erosionswirkung von Süden her entstanden. Die Erosion traf ein Gebiet, in welchem bereits auf der Unterlage toniger Miocänschichten die diluvialen Ablagerungen in weitgehendem Maße durch die Schmelzwasserwirkung des nordischen Eises und die Ströme des Gebirgslandes umgesetzt worden waren. Die gröberen Sande herrschen vor; ihre Wasseraufnahmefähigkeit erleichtert Rutschungen und Massenverschiebungen auf der tonigen quelligen Unterlage der Miocänschichten.

Die tonigen Bestandteile der nur noch an vereinzelten Stellen erhalten gebliebenen Grundmoränen sind als Beckentone in Staubecken niedergeschlagen worden. Staubecken sind in der Berührungszone des nordischen und Gebirgs- bezw. Vorlands-Diluviums häufiger im Untergrunde festgestellt worden. Sie fan-

den sich auch in den einzelnen größeren Talgebieten der oberschlesischen Platte im Norden, so z. B. im Ravatal bei Kattowitz und im Klodnitztal, in Tälern, die zum Teil ein geologisch hohes Alter besitzen. Im südlichen Teile Oberschlesiens herrschen an der Oberfläche Lößbildungen vor.

Daß endmoränenartige bezw. Eisrandbildungen im allgemeinen in den Gebieten des umgelagerten Diluviums am Fuße des Gebirges fehlen müssen, ist erklärlich. Sie finden sich aber in auffälligen Kiesrücken mit gestauchten Schichten nördlich von Gleiwitz bei Laband, in Preschlebie und auf den Gehängen des Dramatales. Gleiche Ablagerungen sind am Nordabhang des Muschelkalkrückens bei Himmelwitz und im Keupergebiet von Lublinitz zu beobachten.

Die speziellen Verhältnisse in dem südlichen Oberschlesien bedürfen noch der Klärung. v. Lozinski[1]) wies darauf hin, daß das Eis bei verhältnismäßig geringer Mächtigkeit sich lediglich der vorhandenen Unterlage anschmiegt und für kurze Zeit in selbständigen Eiszungen in die bereits vorhandenen Täler eindrang. Götzinger[2]) nimmt an, daß das 50—70 m mächtige Eis längere Zeit eine dem westsüdwestlich-ostnordöstlichen Abfall des Teschener Hügellandes parallele Lage hatte. Blockanhäufungen und Geschiebelehm wurden von ihm bei Orlau und Peterswald beobachtet.

Nach seiner Auffassung liegen noch keine Beweise vor, die Schichten mehreren Eiszeiten zuzuweisen; es sind Phasen der Rißeiszeit, weil die karpathischen Schotterterrassen und Sandflächen von Löß bedeckt sind. Die komplizierten Verhältnisse machen noch sehr viele besondere Studien notwendig.

Über die südliche Ausdehnung der Erratica geben die Mit-

[1]) v. Lozinski, Glazialerscheinungen am Rande der nordischen Vereisung in den Karpathen und Sudeten. Jahrb. der physigraphischen Kommission der Akademie der Wissenschaften. Bd. 43, Krakau 1908, S. 3. (Polnisch).

[2]) Götzinger, Geologische Studien im subbeskidischen Vorlande auf Blatt Freistadt in Schlesien. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1909. Weitere geologische Beobachtungen im Tertiär und Quartär des subbeskidischen Vorlandes in Ostschlesien. Ebenda 1910, S. 69.

teilungen von Hanslick[1]) Aufschluß. In den West-Beskiden reichen sie bis 449 m Meereshöhe, bei Scotschau bis 350 m, bei Altbielitz und Heinzendorf bis 360 m. Das Eis ist auch in das Saybuscher Becken hineingegangen.

Während das Inlandeis in die westgalizischen Randkarpathen weit hinein reichte, wurde das Krakauer Gebiet nicht vollständig bedeckt.

Nach den Untersuchungen von Lozinski[2]) hat das Inlandeis in einer Maximalmächtigkeit von 60—70 m die Unebenheiten des präexistierenden Reliefs nicht bis zu demselben Niveau ausgekleidet, sondern im Gegenteil die Erhebungen des Untergrundes bis zu einem gewissen Grade reproduziert. Einige Jurakalkhöhen ragten schon als Nunataker aus dem Eise heraus. Eine zweimalige Vereisung des Krakauer Gebietes wird von Lozinski gegenüber der Kuzniar'schen Behauptung bestritten.

Kuzniar und Smolenski (Zur Geschichte der Weichsel-Oder-Wasserscheide, Bulletin de l'Academie des Sciences de Krakowie, Krakau 1913, S. 88 u. ff.) haben in den Ziegeleien südlich von Gleiwitz, dann bei Nieborowitz und Wilcza sich Mischschotter gefunden, welche Flyschgesteine und nordische Erratica führen. Die gleichen Schotter treten auch bei Michalkowitz und Schwirklan auf. Die Stromrichtung zwingt zu dem Schluß, daß Karpathische Flüsse über die damals noch nicht bestehende Weichsel-Oder-Wasserscheide nach Norden abgeflossen sein müssen; sie sind postglazial, und dies zwingt zur Annahme von Niveauverschiebungen in dieser Zeit.

Diese übrigens auch schon von Götzinger[3]) erwähnten Mischschotter waren mir gleichfalls durch die Kartierung bekannt geworden.

Auch im polnischen Mittelgebirge sind nach den Beobachtun-

---

[1]) Hanslick, Die Eiszeit in den schlesischen Beskiden. Mitt. d. K. K. geogr. Gesellsch. in Wien 1907, S. 316.

[2]) v. Lozinski, Beiträge zur Oberflächengeologie des Krakauer Gebietes, Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1912, Bd. 62, S. 71 ff.

[3]) Vergl. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1912, S. 46 und 1913, S. 152.

gen von LOZINSKI (Deutsche Geologische Gesellschaft 1910) die Eismächtigkeiten nicht über 200 m hinausgegangen. Die Einwirkung des Eises auf den Untergrund ist nur eine sehr geringfügige gewesen.

Die gleiche scheinbare Regellosigkeit, welche die diluvialen Ablagerungen des Gebirgsvorlandes charakterisiert, ist auch im Bereich der oberschlesischen Platte selbst vorhanden.

BERNHARDI[1]) hatte bereits 1885 in gewissen Ablagerungen von ungeschichteten Tonen oder in Schichten, die als sogenannte feste graue Kurzawka oder auch als Schieferton in den Bohrtabellen oder Schachtprofilen bezeichnet wurden, die Vertreter einer typischen diluvialen Grundmoräne vermutet. Er erkannte bereits die verschiedene Mächtigkeit der diluvialen Schichten im oberschlesischen Montanrevier, die einem raschen Wechsel unterworfen, in den Tälern naturgemäß am bedeutendsten seien. Sowohl im Rosdziner wie im Zalenzer Tale sind nach BERNHARDI zwei Grundmoränen übereinander vorhanden. Sie sind durch Kies und Sandschichten, außerdem durch Bändertone von einander getrennt. Die zweite Grundmoräne ist z. B. in den Schächten der Cleophasgrube in einer Tiefe von 40—56 m angetroffen worden. Die erste Grundmoräne gehört den obersten Schichten des Diluviums an der Oberfläche an; sie ist ein gelblich-mageres, schichtungsloses Gebilde mit sehr viel Gesteinstrümmern.

Diese Angaben BERNHARDI's charakterisieren die oberschlesische Entwicklung des nordischen Diluviums vollständig; seine Feststellungen werden durch die Ergebnisse der geologischen Spezialaufnahmen bestätigt. Die Ausbildung der Schichten des Diluviums ändert sich in horizontaler Erstreckung sehr häufig, indem eine Schicht auf Kosten der anderen zu größerer

[1]) BERNHARDI, Die Tiefbauschächte der Cleophasgrube bei Zalenze, Kap. 3. Die Diluvialformation im Tal von Rosdzin, Kattowitz, Zalenze. Zeitschr. d. oberschles. Berg- u. Hüttenmännischen Vereins 1892, S. 290. in der Festschrift der Berggewerksgesellschaft Georg von Giesches Erben und in FR. BERNHARDI's gesammelten Schriften, Kattowitz 1908.

Mächtigkeit gelangt. Dies gilt z. B. für das Rawatal, weiter östlich von der Cleophasgrube, östlich von Kattowitz. Hier treten an die Stelle des von Bernhardi zuerst erkannten unteren Geschiebemergels bei Zawodzie mächtige Bändertone, Sande und Schotter. Sie vertreten lokal den Geschiebemergel vollständig; er ist wiederum an anderen Stellen, wenn auch in geringer Mächtigkeit noch unter den Beckenbildungen erhalten und nicht in seiner Gesamtheit der Erosion zum Opfer gefallen.

Das Vorhandensein von zwei Grundmoränen ist nun in dem gesamten, bisher durch die Spezialaufnahmen untersuchten Gebiete erwiesen, auch da, wo die Mächtigkeit des Diluviums an und für sich eine geringe ist. Die beiden Grundmoränen lassen sich aber nur an Gehängen oder in den Niederungen deutlich unterscheiden. Wo diluviale Schichten die Auflagerungen älterer Schichten, des Carbons oder der Trias, bedecken, erscheinen sie in ihrer Mächtigkeit erheblich reduziert. Eine Erkennung zweier Grundmoränen ist in solchen Fällen nicht möglich.

Für die obere der beiden Grundmoränen ist die auffällig starke Beimengung von Triasgeschieben charakteristisch. In der unteren treten Triasgeschiebe sehr zurück. Die nordischen herrschen entschieden vor. Die obere Grundmoräne ist nur von geringer Mächtigkeit, häufig von sandiger Beschaffenheit. Meistens ist sie bei geringer Mächtigkeit vollkommen entkalkt, bei größerer bis 2 m, lokal auch bis 4 m und darüber kalkfrei. In der Geschiebemergelhochfläche südlich von Gleiwitz, die durch zahlreiche Ziegeleiaufdecken aufgeschlossen ist, beträgt die Mächtigkeit des kalkfreien Geschiebelehmes in den Gruben und Bohrprofilen: am nördlichen Abhang der Hochfläche 2,5—3 m, im mittleren Teile 1,5—2 m, in flachen Senken 3 m. Der Geschiebelehm ist im ersten Meter sandig, überreich an Geschieben, namentlich an nordischen von beträchtlicher Größe. Auf einer Fläche von 2 ha konnten über 50 von 1 cbm und darüber gezählt werden. Partieen, in denen die Entkalkung nur 1 m be-

trägt, wurden gleichfalls festgestellt. Allgemein wechselt die Geschiebeführung der oberen Grundmoräne, manchmal treten die Geschiebe so zurück, daß nur vereinzelte Geschiebe nordischer Herkunft den ungeschichteten Lehm als Grundmoräne kennzeichnen. In ihren obersten Partieen erwecken solche fast geschiebefreie Geschiebelehme manchmal den Eindruck von sandigen Tonen, zumal wenn sich einige dünnere Sandlagen zwischenschalten.

Die obersten Schichten des Diluviums haben zweifellos namentlich da, wo diese in ihrer Gesamtheit eine geringere Mächtigkeit erreichen, starke nachträgliche Einwirkungen erfahren. In größeren Aufschlüssen, namentlich in Ziegeleigruben, welche in der hügeligen Landschaft des südlichen Oberschlesiens die miocänen Tone unter dem Diluvium aufgeschlossen haben, wird die Beschaffenheit des Geschiebemergels eine völlig normale. Die Grundmoräne gleicht in ihrer Zusammensetzung durchaus derjenigen aus den typischen Gebieten der norddeutschen Vereisung. Nur die gelegentlichen Anhäufungen von einheimischen Muschelkalken zeigen ein anderes Bild der Geschiebeführung.

Die zahlreich vorhandenen Bohraufschlüsse sind leider zum allergrößten Teil für eine sichere Bestimmung der diluvialen Schichten vollständig ungeeignet. Die älteren Bohrungen enthalten sowohl hinsichtlich des Deckgebirges im allgemeinen, wie namentlich bezüglich der obersten diluvialen Schichten nur ganz summarische Angaben. Proben aus den diluvialen Schichten sind aus den älteren Bohrungen nur selten aufbewahrt worden.

Ebert hat in seinen Untersuchungen der in den achtziger und neunziger Jahren ausgeführten Tiefbohrungen den diluvialen Schichten gleichfalls seine Aufmerksamkeit zugewendet. Das von ihm untersuchte Material war infolge der Schappebohrung ungünstig erhalten. Es war kaum möglich, Geschiebelehm von den oberen sandigen Tonen des Tertiärs zu unter-

scheiden. Ebert gelangte zu der Vorstellung, daß südlich von Rybnik Geschiebemergel nicht mehr ausgebildet sei, und daß an seine Stelle Lößlehm träte[1]).

Wenn man die zahlreichen Tiefbohrungen des oberschlesischen Industriegebietes im weiteren Sinne vergleicht, so sind die Schlußfolgerungen für die Beurteilung des Diluviums nur solche allgemeiner Art, welche über die ungefähre Mächtigkeit dieser Schichten orientieren. Die Gebiete des anstehenden Carbons tragen naturgemäß nur eine lückenhafte und dünne Decke von diluvialen Ablagerungen. Dagegen schwellen die diluvialen Ablagerungen am Südabhange des großen Carbonsattels zwischen Zabrze und Kattowitz auf über 50 m an. 50 m sind dann ungefähr die Maximalmächtigkeit, welche das oberschlesische Diluvium im Durchschnitt erreicht. Vielfach ist die Stärke aber eine wesentlich geringere; so ist z. B. südöstlich von Gleiwitz, östlich von Knurow, durch zahlreiche Bohr- und auch Schachtaufschlüsse Diluvium in maximal 25 m Stärke nachgewiesen, während bei Giraltowitz dieselbe 20 m nicht übersteigt. Bei der Ungleichwertigkeit des Materiales für die richtige Erkennung der Schichten sind deshalb einige Bohrungen von besonderer Wichtigkeit, die in neuerer Zeit ausgeführt und von mir an Ort und Stelle untersucht wurden. Bohrproben und Schichtentabellen geben ein genaues Bild der Schichtenfolge, die sich in einer z. T. überraschenden Ausbildung zeigte. Es sind dies Bohrungen, welche in dem Talbereich der heutigen Birawka niedergebracht wurden, eines Tales, welches im mittleren Oberschlesien beginnt und westlich von Gleiwitz der Klodnitz zufließt. Augenscheinlich folgt das Tal einer alten tektonischen Linie, da es mit einem Teil seines Laufes gleichzeitig in das Gebiet einer tief abgesunkenen Oberfläche des Steinkohlengebirges fällt.

Die in der Nähe dieses Tales ausgeführten Bohrungen haben nun Mächtigkeiten des Diluviums ergeben, wie sie sonst in Oberschlesien nicht bekannt geworden sind. Die Ergebnisse

[1]) Ebert, Abhandlungen d. K. G. L.-A. Neue Folge, Heft 19, Berlin 1895, S. 126.

dieser Bohrlöcher sollen deshalb im einzelnen hier besprochen werden.

Zunächst seien noch einige Bohrungen angeführt, die, zumeist an Ort und Stelle untersucht, eine sichere Beurteilung der diluvialen Schichten ermöglichten.

In mehreren Wasserbohrungen bei Tost sind zwei durch Sand von 6—8 m Stärke getrennte Geschiebemergel festgestellt worden. In Zacharsowitz treten zwei Geschiebemergel bis 11 m und von 36—44 m Tiefe auf; sie werden durch 25 m mächtige Sand- und Tonmergelschichten getrennt. In Pissarsowitz, wo die Grundmoräne die Tagesoberfläche bildet, sind zwei Geschiebemergel von je 10—15 m Stärke, getrennt durch 4 m Sande festgestellt worden. Unter der zweiten Geschiebemergelbank folgen noch 29 m Sande und Kiese des Diluviums. Bei Schierot, wo nur 18 m diluviale Schichten entwickelt sind, bestehen diese aus 7 m Geschiebemergel, 7 m kalkigem Sand und darunter wieder aus 4 m Geschiebemergel.

In Schönwald wurde Geschiebemergel bis 34 m erbohrt mit einer sandigen Zwischenlage. Sandzwischenlagen treten vielfach in Geschiebelehm, auch bei Broslawitz, auf.

Im Bohrloch Makoschau 4 ist das Profil des Diluviums: 23,5 m Geschiebemergel, 9,4 m Sand, 20 m Geschiebemergel, darunter 21 m Sand und Kies.

Die Bohrlöcher Schönwald I und Schönwald II haben bei 27 m Diluvium nur einen einheitlichen Geschiebemergel erschlossen. Das Bohrloch Schönwald III hat bis 57 m diluviale Schichten nachgewiesen, und zwar gleichfalls zwei Geschiebemergel, den oberen zwischen 15 und 17 m Tiefe, welcher durch 14 m Sand von einem zweiten 26 m starken Geschiebemergel getrennt wird, der bereits mehr den Charakter einer Lokalmoräne hat.

An der Tagesoberfläche bilden hier Geschiebelehm und Geschiebemergel ausgedehnte Particen. Die obere Grundmoräne wird wegen ihrer Entkalkung bis 2 m Tiefe als Ziegellehm gewonnen.

Eine neuere Bohrung bei Idaweiche ergab:

Sand und Kies	8,5 m
Geschiebemergel	7,4 »
Sand	22 »
Geschiebemergel	1 »

Mehrere westlich vom Dorfe Leschczin niedergebrachte Bohrlöcher haben zwei Geschiebemergel nachgewiesen, von 8 bis 18 m Stärke, die durch 5 m mächtige Sande von einander getrennt werden.

In den Bohrungen bei Knurow sind gleichfalls zwei Geschiebemergelhorizonte aufgeschlossen. Der obere, im Durchschnitt 2 m entkalkt, tritt in weiter Ausdehnung an die Tagesoberfläche; durch Bohrungen ist seine Mächtigkeit auf 8 m festgestellt. Darunter folgt durchschnittlich 4—5 m mächtiger Sand, dann wiederum noch Geschiebemergel, der 7—8 m Mächtigkeit erreicht. In gleicher Weise ist das Diluvium östlich von Knurow bei Giraltowitz entwickelt, hier ist allerdings der obere Geschiebemergelhorizont schwächer, dafür der die beiden Horizonte trennende Sand in größerer Mächtigkeit ausgebildet.

Die Bohrungen aus dem südlichen Oberschlesien enthalten nur spärliche Angaben. Im allgemeinen scheint hier bei dem verhältnismäßig nahen Tertiär- und Carbonuntergrund nur ein Geschiebemergel entwickelt zu sein. Neuere Aufschlüsse haben Bohrungen bei Loslau geliefert, dann das Bohrloch Nr. 4 im Felde der Beatensglück-(Wien-)Grube, wo unter 26 m Sand ein Geschiebemergel von 16 m Stärke über 20 m mächtigen Sanden erbohrt wurde. In Jastrzemb ist das Diluvium 65 m mächtig. Von einem Geschiebelehm ähnlichen Gebilde, welches bis 2 m unter Tage reicht, abgesehen und einer Tegelscholle von 5 m Stärke überlagert, wurden von 7—25 m Sand und Kies, dann von 25—65 m nordischer Geschiebemergel durchbohrt.

Ähnliche Mächtigkeiten des Diluviums finden sich in den Bohrungen bei Sczyglowitz nördlich von Rybnik. Im Bohrloch Sczyglowitz XII beträgt die Entkalkung des Geschiebelehms nur 0,20 m. Es wurden drei Geschiebemergelbänke, die augenschein-

lich einer einheitlichen Grundmoräne angehören, durchbohrt und zwar von

0,2 — 1,48 m Teufe
5,32—34,85 » und von
37,42—44,91 ».

In Sczyglowitz IV traf man unter 20 m mächtigen Sanden zwei Geschiebemergelbänke von 17 und 16 m Mächtigkeit, die durch 8 m mächtige Sande getrennt waren. Ähnlich ist das Diluvium im Bohrloch Sczyglowitz III zusammengesetzt; hier treten unter 14 m mächtigen Sanden zwei Geschiebemergelbänke von 28 und 29 m Mächtigkeit auf, mit 4 m mächtigen zwischengelagerten Sanden. Im Bohrloch Paruschowitz VII bei Spendelmühle ist das Profil der diluvialen Schichten folgendes:

bis 5,0 m	Geschiebelehm
5,0—12,0 »	Kies und Sand
12,0—16,0 »	Geschiebemergel
16,0—24,0 »	Sand
24,0—52,0 »	Geschiebemergel.

Unter der Bezeichnung Leschczin X, XI und XII sind in letzter Zeit zwischen den Orten Stanowitz und Belk drei Bohrungen niedergebracht worden, welche sämtlich interessante Aufschlüsse ergeben haben. In Leschczin X wurde das Diluvium mit 80, in Leschczin XI mit 79, in Leschczin XII mit 65 m Stärke angetroffen. Von allen drei Bohrungen lagen einwandsfreie Proben zur Untersuchung vor. Die Schichtenfolgen sind:

Leschczin X.

Tiefe	Mächtigkeit	Geognostische Bezeichnung
0—14,7 m	14,7 m	Geschiebemergel
14,7—16,3 »	1,5 »	Kies
16,3—29,5 »	13,2 »	Geschiebemergel
29,5—30,5 »	1 »	Kies
30,5—41,0 »	10,5 »	Geschiebemergel
41,0—44,5 »	3,5 »	Sand und Kies
44,5—77,0 »	32,5 »	Geschiebemergel
77,0—80,0 »	3,0 »	Sand und Kies.

Leschczin XI.

0— 7,1 m	7,1 m	Geschiebelehm
7,1—14,0 »	6,9 »	Kies und tonstreifiger Sand
14,0—27,0 »	13,0 »	Geschiebemergel

27,7—28,0 m	1,0 m	Kies und Sand
28,0—31,0 »	3,0 »	Geschiebemergel
31,0—33,0 »	2,0 »	Sand und Kies
33,0—64,0 »	31,0 »	Geschiebemergel
64,0—65,3 »	1,7 »	Sand und Kies
65,3—70,6 »	5,3 »	Geschiebemergel
70,6—79,7 »	9,1 »	Sand.

Leschczin XII.

0— 8,5 m	8,5 m	Geschiebelehm, Geschiebemergel
8,5— 9,6 »	1,1 »	Kies
9,6—13,2 »	3,6 »	Geschiebemergel
13,2—15,0 »	1,8 »	Kies
15,0—39,5 »	24,5 »	Geschiebemergel
39,5—65,0 »	25,5 »	Sand.

Die einzelnen Bohrungen liegen nur wenige Kilometer von einander entfernt.

Die Bohrung Belk ergab folgendes Profil:

Tiefe	Mächtigkeit	Geognostische Bezeichnung
von 3—12 m	9 m	Geschiebemergel
» 12—37 »	25 »	Kies und Sand
» 37—51 »	14 »	Geschiebemergel
» 51—59 »	8 »	Kies und Sand
» 59—65 »	6 »	Geschiebemergel.

Besonders bemerkenswert sind nun diejenigen neueren Aufschlüsse, welche in den Gebieten gemacht wurden, in denen das Diluvium eine auch für oberschlesische Verhältnisse bemerkenswerte Mächtigkeit erreicht.

Das Bohrloch Sczyglowitz II zeigte folgende Entwicklung der diluvialen Schichten:

Tiefe	Mächtigkeit	Geognostische Bezeichnung
0— 9,9 m	9,9 m	Sand
9,9— 39,0 »	29,1 »	Geschiebemergel
39,0— 43,0 »	4,0 »	Sand
43,0— 53,0 »	10,0 »	Tonmergel
53,0— 59,0 »	6,0 »	Sand
59,0— 85,0 »	26,0 »	Geschiebemergel
85,0— 89,0 »	4,0 »	feinsandiger Tonmergel
89,0— 98,0 »	9,0 »	Sand
98,0—129,0 »	31,0 »	Tonmergel
129,0—135,0 »	6,0 »	Geschiebemergel.

Ein 30 m mächtiger Geschiebelehm wurde unter 9 m Sanden erbohrt, der durch einen Komplex von 4 m Sand, 10 m Tonmergel und 6 m Sand von einem 26 m starken zweiten Geschiebemergelkomplex geschieden wird. Tonstreifige Sande von 13 und Tonmergel von 31 m Stärke trennen diesen zweiten Geschiebemergel von einem dritten, der von 129 bis 135 m Tiefe reicht. Eine derartige Mächtigkeit des Diluviums ist bisher noch nirgends in Schlesien bekannt geworden. Sie steht aber nicht vereinzelt da.

Das Diluvium der Bohrung Nieborowitz ist 118 m mächtig und besteht aus folgenden Schichten:

Tiefe	Mächtigkeit	Geognostische Bezeichnung
0— 4,65 m	4,65 m	Sand
4,65— 7,0 »	2,35 »	Tonmergel
7,0 — 12,4 »	5,4 »	Kies mit nordischen Geröllen
12,4 — 47,0 »	34,6 »	Geschiebemergel
47,0 — 57,0 »	10,0 »	grauer kalkiger Sand
57,0 — 68,0 »	11,0 »	Tonmergel
68,0 — 80,0 »	12,0 »	Geschiebemergel
80,0 — 95,0 »	15,0 »	Sand mit nordischem Material
95,0 —118,0 »	23,0 »	Geschiebemergel.

Das Bohrloch Deutsch-Czernitz hat von 2—4,82 m einen feinsandigen grauen Ton aufgeschlossen, welcher augenscheinlich eine ausgewaschene Grundmoräne darstellt, dann bis 14 m Kies und darauf 10 m Geschiebemergel. Nach 21 m Sand folgt eine weitere Geschiebemergelschicht von 9 m Stärke.

Einen wichtigen Aufschluß hat die neue fiskalische Bohrung Kriewald geliefert. Das Diluvium, von welchem mir mit Sorgfalt aufgehobene und behandelte, durch Trockenbohrung gewonnene Proben vorlagen, hat hier die überraschende Mächtigkeit von 144 m. Im einzelnen ist das Profil folgendes:

Kriewald.

Tiefe	Mächtigkeit	Geognostische Bezeichnung
0— 2 m	2 m	Toniger Lehm
2— 40 »	38 »	Geschiebemergel
40— 43 »	3 »	sehr kiesiger Geschiebemergel
43— 50 »	7 »	Tonmergel

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

50— 61 m	11 m	feiner kalkiger Sand
61— 62 »	1 »	grober, kalkfreier Sand
62— 63 »	1 »	Kies mit zahlreichem nordischem Material
63— 68 »	5 »	Sand und Kies
68— 72 »	4 »	grober Kies
72— 76 »	4 »	Sand
76— 77 »	1 »	feiner Sand
77— 79 »	2 »	Sand mit Lignit
79— 80 »	1 »	Kies desgl.
80— 81 »	1 »	Sand
81— 82 »	1 »	Kies
82— 83 »	1 »	feiner Sand
83— 88 »	5 »	Sand
88— 89 »	1 »	Kies
89— 99 »	10 »	Geschiebemergel
99—100 »	1 »	Kies
100—106 »	6 »	feiner Sand mit Lignit
106—109 »	3 »	Kies desgl.
109—111 »	2 »	grandiger Sand
111—116 »	5 »	feiner Sand
116—119 »	3 »	kiesiger Sand
119—124 »	5 »	feiner Sand
124—130 »	6 »	Geschiebemergel, tonig mit Tegelmaterial
130—134 »	4 »	Geschiebemergel
134—136 »	2 »	grober Kies
136—138 »	2 »	Tegelscholle, miocän, im Geschiebemergel
138—139 »	1 »	Sand mit Lignit
139—144 »	5 »	Kies mit nordischem Material

Der unter dem 2 m starken Alluviallehm folgende Geschiebemergel ist von normaler Beschaffenheit, nur stellenweise durch Aufarbeitung von Tegelmaterial etwas toniger. Die Entkalkung reicht nur bis 2 m Tiefe. Unter dem Geschiebemergel wurde ein 7 m starker deutlich geschichteter Tonmergel durchbohrt. Nach dem Liegenden erhält dieser sandige Beschaffenheit und geht in eine 46 m mächtige sandige Schichtenfolge über, welche den obersten Geschiebemergel von dem zweiten trennt. Dieser zweite Geschiebemergel wurde zwischen 90 und 99 m in durchaus gleicher Beschaffenheit durchbohrt; er zeigt zunächst eine entkalkte Oberfläche und enthält zahlreiche einheimische Muschelkalkgeschiebe und gleichfalls nordisches Material. Die 46 m mächtige sandige Zwischenfolge wird aus feinkörnigen Sanden, grobkörnigen und

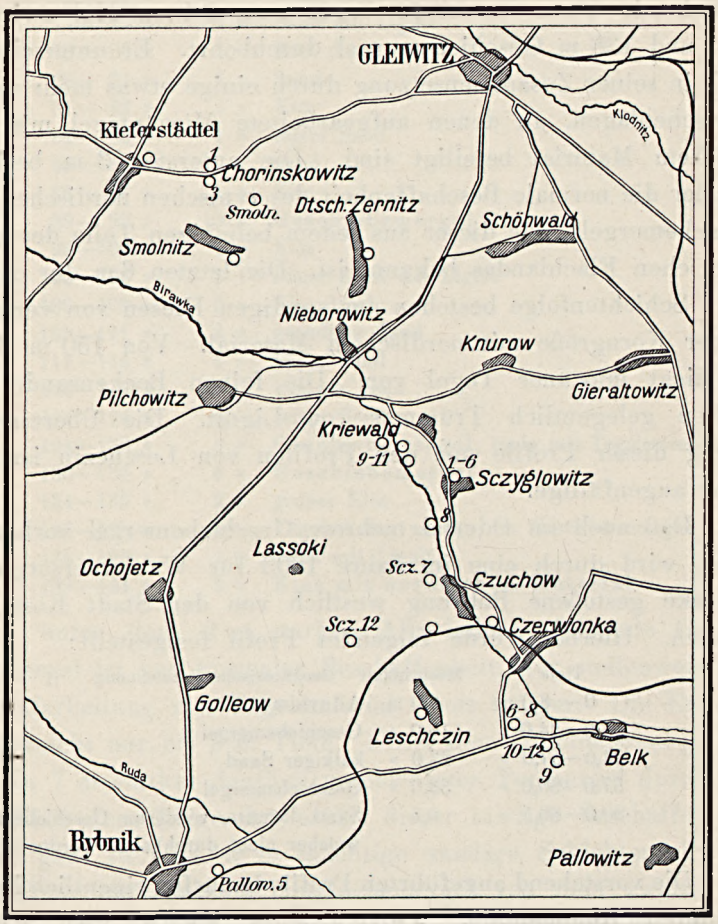
groben Kiesen in mehrfachem Wechsel zusammengesetzt. Jedenfalls geht aus ihrer Beschaffenheit hervor, daß ihre Bildung einen längeren Zeitraum erfordert hat. Unter dem zweiten Geschiebemergel folgt wiederum eine 30 m mächtige Schichtenfolge, gleichfalls aus feinen, groben Sanden und groben Kiesen bestehend. Unter derselben wurde zum dritten Mal zwischen 124 und 138 m Geschiebemergel durchbohrt. Er unterscheidet sich in seiner Zusammensetzung durch einige etwas mehr tonige Zwischenlagen, an denen aufgearbeitete Miocäntegel mit nordischem Material beteiligt sind. Die untersten 3 m besitzen wieder die normale Beschaffenheit des typischen nordischen Geschiebemergels, wie dieser aus jedem beliebigen Teile des norddeutschen Flachlandes bekannt ist. Die letzten 6 m der diluvialen Schichtenfolge bestehen aus sandigen Kiesen von verschiedener Korngröße mit nordischem Material. Von 150 m Tiefe ab liegt miocäner Tegel vor. Die feinen Beckensande enthalten gelegentlich Trümmer von Lignit. Die Übereinstimmung dieser Profile mit den Profilen von Leschczin ist eine sehr augenfällige.

Daß auch im Odertal mehrere Geschiebemergel vorhanden sind, wird durch eine im Jahre 1903 für Wasserversorgungszwecke gestoßene Bohrung westlich von der Stadt Kosel bewiesen. Hierbei wurde folgendes Profil festgestellt:

Tiefe	Mächtigkeit	Geognostische Bezeichnung
0— 8,0 m	8,0 m	Alluvium
8,0—24,0 »	16,0 »	Geschiebemergel
24,0—57,0 »	23,0 »	kalkiger Sand
57,0—80,0 »	33,0 »	Geschiebemergel
80,0—80,5 »	0,5 »	Sand, darunter wiederum Geschiebemergel, welcher nicht durchbohrt worden ist.

Die vorstehend angeführten Profile bedürfen eigentlich keines weiteren Kommentars. Jedenfalls kann von einer kümmerlichen Entwicklung des oberschlesischen Diluviums keine Rede sein. Normalere Profile finden sich nirgends. Nur in Ost- und Westpreußen und an der pommerschen Ostseeküste, außerdem an einigen Stellen der Berliner Gegend erreicht das Quartär die gleichen Mäch-

tigkeiten wie in Oberschlesien von nahezu 150 m. Diese mächtige Entwicklung kann keine zufällige Erscheinung sein; die Lagerungsverhältnisse des Diluviums sind jetzt durchaus ungestört. Die mächtigen Diluvialschichten treten in einem etwa 15 km langen und 2 km breiten Streifen auf (vergl. die Skizze).



Man muß bedenken, daß diese wichtigen Aufschlüsse nur zufälligen Bohrungen zu danken sind. Wahrscheinlich würde sich diese Zone noch weiter nach Norden verfolgen lassen; leider werden hier, da anderweitige Veranlassungen fehlen, Bohrungen kaum mehr vorgenommen werden.

Das Birawkagebiet ist, wie bereits erwähnt, eine tektonisch besonders bemerkenswerte Gegend; hier ist die Carbonoberfläche stellenweise bis um 800 m abgesunken; in großer Tiefe sind Schollen von Rötkalken erhalten geblieben. Hier sind auch Reste der ehemaligen Bedeckung der oberschlesischen Platte durch das Oligocänmeer der Karpathen von der späteren Zerstörung bewahrt geblieben. Hier tritt schließlich auch das marine Miocän in seiner vollkommensten Entwicklung mit dem mächtigen Steinsalzlager auf. Die mächtige Serie der diluvialen Schichten fügt sich in das vorhandene Bild der Entwicklungsgeschichte nur folgerichtig ein. Die Ablagerungen der ältesten Eiszeit sind hier der Zerstörung entgangen; die sonst wenig mächtigeren Schichten der späteren Vergletscherung sind hier in ihrer normalen ursprünglichen Entwicklung vorhanden. Selbstverständlich können zur Erklärung dieser Erscheinung nur tektonische Vorgänge jüngeren Alters herangezogen werden.

Daß in Oberschlesien zwei selbständige Grundmoränen vorliegen, also eine zweimalige Vereisung des Gebietes eingetreten ist, scheint mir festzustehen. Es ist nur die Frage zu beantworten, welcher Vereisung die Grundmoränen angehören. Die reiche Proboscidier-Fauna bei Gleiwitz tritt zwischen zwei Geschiebemergeln auf, wie jetzt durch die Bohrungen und die Kartierung der Gegend von Petersdorf feststeht. Sie entspricht nach meiner Ansicht der Rixdorfer Fauna. Denn der obere von beiden Geschiebemergeln bildet südlich von Gleiwitz in weiter Erstreckung die Oberfläche; unter ihm treten dann die in Schönwald, Nieborowitz und Kriewald erbohrten tieferen Grundmoränen auf, die man bei der Mächtigkeit und ihrer verschiedenartigen bezw. mannigfaltigen Ausbildung nicht etwa als Oszillationen einer Vereisung ansprechen kann.

Auch die sonst in Oberschlesien gefundenen Säugetierreste finden sich in dem gleichen Horizont wie in Petersdorf, d. h. unter der obersten und der nächst tieferen Grundmoräne, zumeist in den tonigen Sanden bezw. zwischengelagerten Tonmergeln.

Demnach müssen nach dem bisherigen Schema diese beiden Geschiebemergel der letzten und vorletzten Eiszeit und der tiefste der ältesten Eiszeit entsprechen. Die zweite Vereisung bedeckt die gesamte oberschlesische Platte und griff vom Vorlande des Gebirges aus weit in einzelne Gebirgstäler hinein. Der Vorstoß der jüngsten Vereisung erfolgt südwärts von den Muschelkalk- und Carbonerhebungen, bis zu denen ihre Erstreckung eine allgemeine war, nur zungenförmig in alten Depressionen. Wie weit die älteste Vereisung sich auf oberschlesischem Gebiete erstreckt hat, läßt sich nicht angeben.

Der grundsätzliche Unterschied in der Entwicklung des Diluviums im mittelschlesischen Odergebiet und in Oberschlesien läßt sich nur durch die Annahme von nicht unbeträchtlichen Niveauverschiebungen erklären, die noch während der Diluvialzeit erfolgten und die nur mit Nachwirkungen der Karpathenfaltung in Zusammenhang gebracht werden können.

Berlin, den 26. Juni 1913.



Fig. 1.

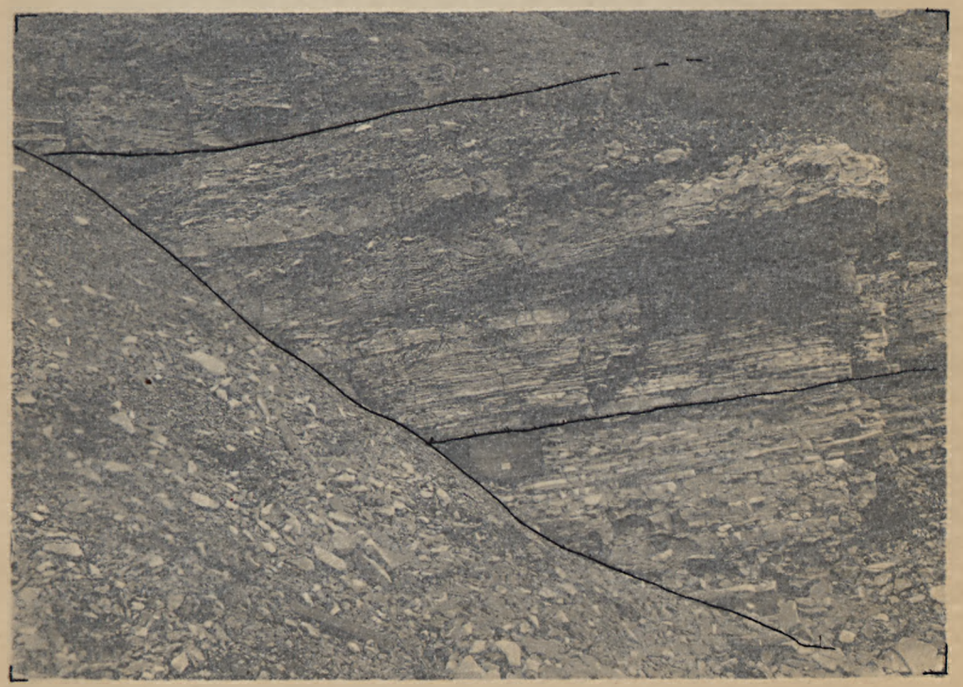


Fig. 2.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



Fig. 1. Steinbruch beim Straßenbahndepot in Südlagiewnik (Teilprofil).
(Aufschluß im Unteren Wellenkalk.)



M. Pütz, phot. Fig. 2. Kleiner Steinbruch beim Gutshof in Chorzow. (Aufschluß im Unteren Wellenkalk, die Schichtenstruktur des zweiten Wellenkalkhorizonts zeigend.)

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

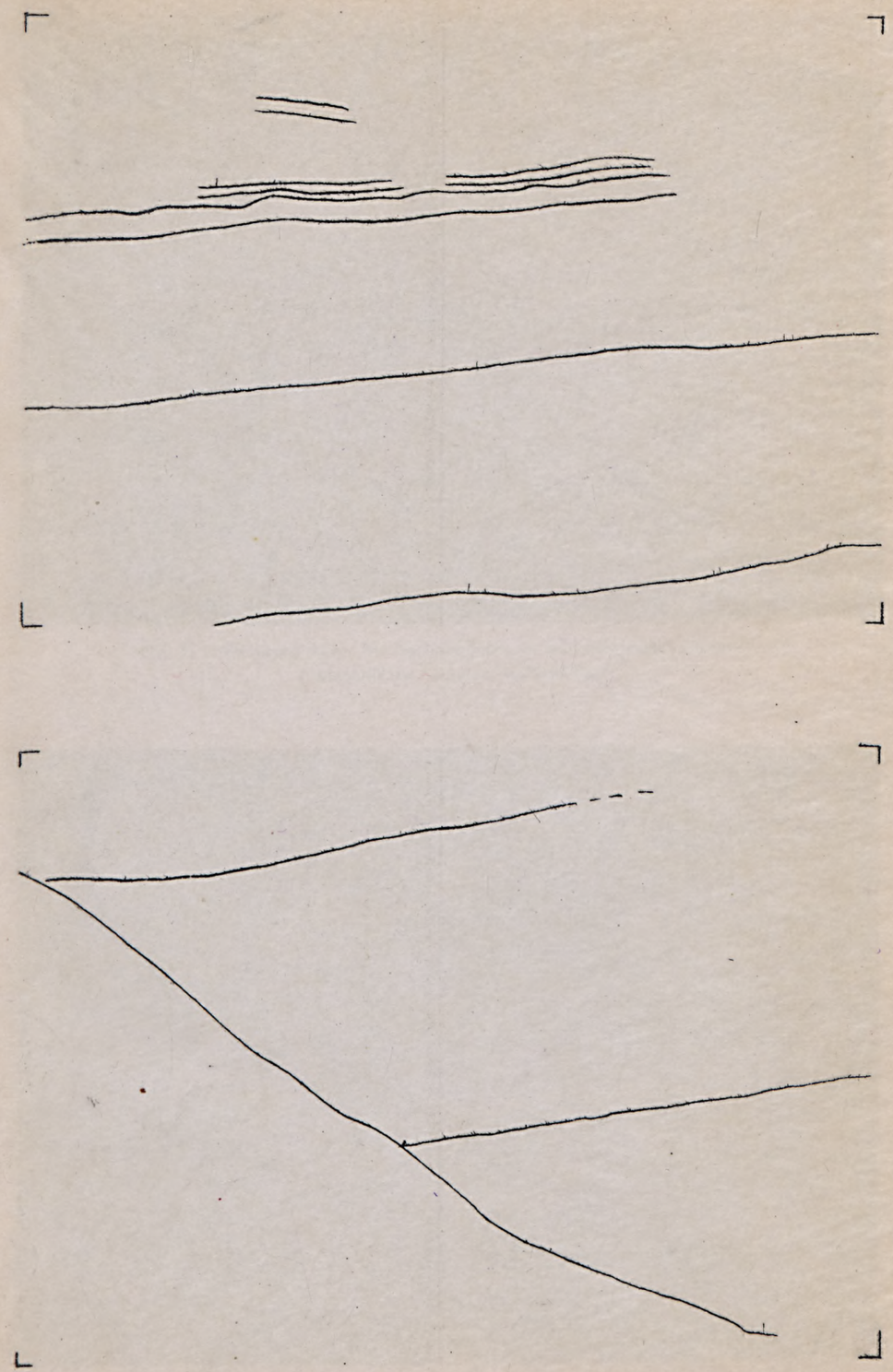


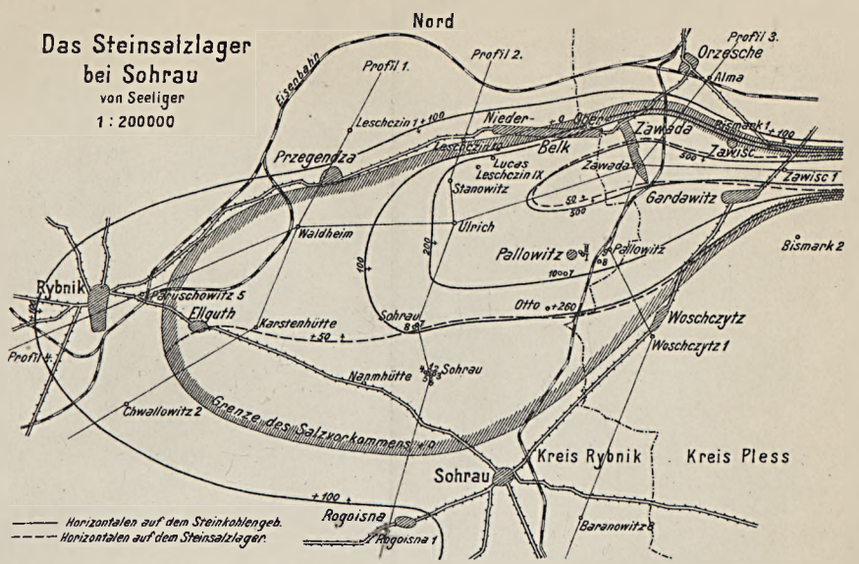


Fig. 1. Steinbruch beim Straßenbahndepot in Südlagiewnik (Teilprofil).
(Aufschluß im Unteren Wellenkalk.)

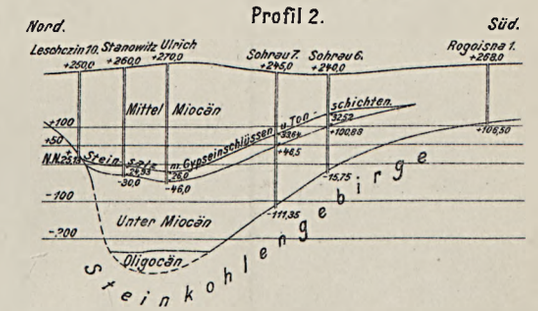


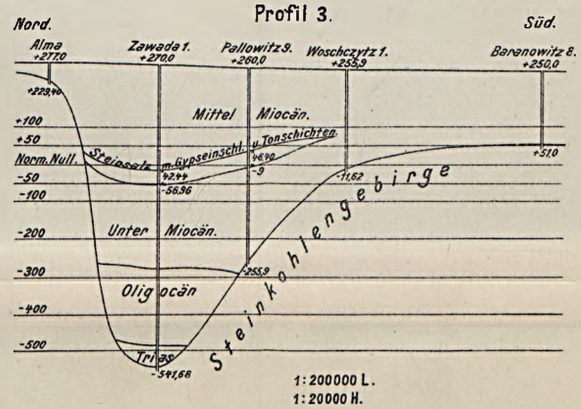
M. Pfitz, phot. Fig. 2. Kleiner Steinbruch beim Gutshof in Chorzow. (Aufschluß im Unteren Wellenkalk, die Schichtenstruktur des zweiten Wellenkalkhorizonts zeigend.)

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.









1 : 200000 L.
1 : 20000 H.

Photolith. u. Druck Leop. Kraatz, Berlin.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

Studien über Scholleneinbrüche und Vulkanausbrüche in der Rhön.

Ein Beitrag zur Frage der Abhängigkeit der Vulkane von präexistierenden Spalten.

Von Herrn **O. Grupe** in Berlin.

Mit 8 Textfiguren.

Inhalt.

	Seite
1. Einleitung	407
2. Über die präbasaltische Landoberfläche und das Alter der Dislokationen	412
3. Scholleneinbrüche und Vulkanismus	424
4. Über den genetischen Zusammenhang zwischen Eruptionen und Dislokationen auf Grund unserer neueren Anschauungen über das Alter der Gebirgsbildung . .	458

Einleitung.

In einer Arbeit »Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen«[1]) habe ich den Nachweis zu führen gesucht, daß die den Bau des niederhessischen Berglandes in erster Linie bestimmenden Störungen und Gräben von mindestens präoligocänem Alter sind, daß sie wahrscheinlich aber in Rücksicht auf die einen längeren Zeitraum beanspruchenden gewaltigen Abtragungsvorgänge zwischen der Gebirgsbildung und dem Beginn des Oligocäns, sowie andererseits in Rücksicht auf ihren ununterbrochenen Zusammenhang mit den zum Teil als präcretacisch bezw. jungjurassisch erkannten westfälischen und südhannoverschen Dislokationen sogar der jungjurassischen oder kimmerischen Fal-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1911, S. 264 ff.

tungsphase Stille's als der anscheinend bedeutendsten unserer mesozoischen Mittelgebirge angehören. Im Anschluß hieran wurde dann weiter gezeigt, daß die niederhessischen Basalte vielfach diesen präoligocänen, also längst vor den Eruptionen vorhandenen Gräben und ihren randlichen Nebenspalten aufsitzen, die, da sie keine neuen, jungtertiären Verschiebungen erkennen lassen, zum Teil nur geschlossene Bruchlinien gebildet haben und dann von dem Magma selbst mittels seiner hochgespannten Gase zu Eruptionskanälen erweitert sein mögen.

Bei der Behandlung der das Verhalten der Basalte betreffenden Fragen ging ich aus von meinen Beobachtungen im Solling[1]), nach denen dort die Basalte samt und sonders an die Randspalten von Tertiärgräben bezw. an tertiäre Verwerfungsspalten gebunden sind, die auch hier in ihrer ersten, ursprünglichen Anlage von präoligocänem Alter sind und unmittelbar vor dem Empordringen der Basalte unter dem Einfluß der jungtertiären Gebirgsbildung zum zweiten Male aufrissen und abermalige Schichtenverschiebungen bewirkten.

Die Lagerungsverhältnisse im niederhessischen Berglande weichen also von denjenigen im Solling insofern ab, als hier an den präoligocänen Gräben nicht wie im Solling jungtertiäre Verwerfungen stattgefunden haben, und als demzufolge die auf den Randspalten der Gräben aufgestiegenen Basalte nicht unten in einer (tektonischen) Talsenke, sondern auf der Höhe der alten Peneplain liegen und die verworfenen und zuvor wieder eingeebneten Schichten gleichmäßig überlagern. Das Abhängigkeitsverhältnis zwischen Dislokationen und Eruptionen ist aber gleichwohl auch in diesen Fällen offensichtlich. So zeichnet sich der Oberaulaer Graben des Knüllgebirges durch die reihenweise an seine Randspalten gebundene Anordnung der Basalte aus, und ihm parallel läuft in der Gegend von Homberg ein anderer Graben, der gleichfalls in seinem größeren Umfange von mächtigen Basaltmassen begleitet wird und schließlich unter den die höchste Erhebung des Knüllgebirges bildenden Basaltstrom untertaucht. So liegen auf den Verwerfungsspalten

[1]) O. Grupe und H. Stremme, Die Basalte des Sollings und ihre Zersetzungsprodukte. Dieses Jahrb. für 1911, S. 242 ff.

des Casseler Grabens eine Reihe von Basaltkegeln, und auch die kleineren Triasgräben bei Gerterode und Ludwigseck unweit Hersfeld stehen entlang ihren Bruchrändern mit kleinen Basaltkegeln und Basaltgängen in Verbindung.

Es wurde ferner auf Basaltgänge und Basaltdecken hingewiesen, die zwar nicht unmittelbar an die Gräben gebunden sind, die aber durch ihre den Gräben parallel laufende Erstreckung bekunden, daß sie von tektonischen Spalten aus gespeist worden sind, die sich bei dem Einsturz der Gräben im angrenzenden Gebirge gebildet haben und sich als einfache Bruchspalten ohne Verwerfung der unmittelbaren Beobachtung entziehen. Als typische Beispiele hierfür können gelten der dem Oberaulaer Graben über 1 km lang parallel laufende Basaltgang des Holsteinkopfes, die dem Lichtenauer Graben parallel liegende Basaltdecke des Meißner mit ihren im Untergrunde beim Braunkohlenbergbau verschiedentlich angetroffenen Eruptionsstielen, die als Teilstücke ein und desselben Ganges anzusehen sind, sowie auch der auf der anderen Seite des Lichtenauer Grabens durch die Braunkohlengruben »Marie« und »Hirschberg« erschlossene Basaltgang, von dem aus die heute ihrer äußeren Form nach »schlotartig« erscheinende Hirschberg-Basaltdecke gespeist worden ist.

Und schließlich habe ich auf die von gewissen Basalttuffen eingeschlossenen Gesteinsfetzen jüngerer mesozoischer Schichten aufmerksam gemacht, die in diesen Fällen nicht als Schloteinstürze, sondern nur als präbasaltische Spaltenausfüllungen zu deuten sind. Ein besonders klassisches Beispiel bietet hierfür der mitten im Buntsandstein gelegene Basalt des Fetzberges im Casseler Graben mit seinen eingeschlossenen Liasgesteinsbrocken, die aus dem Grunde nicht erst beim Ausbruch des Basaltes aus einem bedeutend höheren Niveau tief in den Schlot hinabgesunken sein können, vielmehr schon als Spaltenausfüllung vorhanden gewesen sein müssen, da ja die sonstigen Lias- und Triaseinbrüche des Casseler Grabens in präoligocäner Zeit erfolgt sind, und da die stellenweise noch von Tertiärgebirge bedeckte präbasaltische Denudationsfläche zu beiden Seiten des Grabens höchstens von Wellenkalk gebildet wird und von den jüngeren mesozoischen Schichten bereits entblößt war.

Nachdem ich auf Grund dieser Feststellungen die Abhängigkeit vieler niederhessischer Basaltvorkommen von präexistierenden Spalten erkannt zu haben glaubte, lag mir daran, die so abweichenden Anschauungen und Ergebnisse Bücking's in der Rhön mit den meinigen zu vergleichen, und ich dehnte meine Untersuchungen auf den besonders interessanten Teil der hessischen Rhön im Bereiche der zumeist von Bücking — unter teilweiser Mitwirkung seiner Schüler Kallhardt und Wagner — kartierten Blätter Kleinsassen, Gersfeld, Spahl und Hilders aus. Auch diese Untersuchungen führten im Gegensatz zum Standpunkte Bücking's in der Frage der Abhängigkeit der Eruptivgesteine von präexistierenden Spalten zu analogen Ergebnissen, wie ich sie am Schlusse der oben genannten Arbeit[1]) näher dargelegt habe.

Diese meine Ergebnisse, soweit sie die Rhön betreffen, hat nun jüngst Bücking[2]), wie zu erwarten war, zu widerlegen versucht, indem er nach wie vor an seiner Auffassung von der grundsätzlichen Unabhängigkeit der Eruptionen von Spalten festhält.

Durch diese Ausführungen Bücking's veranlaßt, habe ich im vergangenen Sommer weitere Studien im Gebiet der Kuppenreichen und Langen Rhön gemacht, zu denen mir außer den älteren Bücking'schen Blättern Kleinsassen, Gersfeld, Spahl, Hilders, Sondheim, Oberkatz, Helmershausen auch die inzwischen neu erschienenen Blätter Fulda, Weyhers, Hünfeld und Tann eine willkommene Unterlage boten, von denen die ersteren beiden von Bücking, Blatt Hünfeld von Blanckenhorn und Blatt Tann von Haack bearbeitet worden sind. Vor allem betrafen meine Untersuchungen jene mit eingebrochenen Schollen jüngerer Triasgesteine in Verbindung stehenden Basalt- und Phonolithvorkommen, die von Bücking als typische, von tektonischen Dislokationen unabhängige Schlote angesprochen werden. Gemäß dieser Auffassung, wie sie Bücking in ausführlicher Weise bereits 1904 in seiner

[1]) O. Grupe, Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1911, S. 310 ff.

[2]) H. Bücking, Über vor- und nachbasaltische Dislokationen und die vorbasaltische Landoberfläche in der Rhön. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Monatsber. 1912, S. 109 ff.

Arbeit »Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges[1]) behandelt hat, soll es sich in solchen Fällen um Schlote handeln, die, zunächst durch die den Magmaausbrüchen vorausgehenden Gasexplosionen erzeugt, von oben her aus einem damals bedeutend höheren Niveau Schollen und Bruchstücke jüngerer Triasschichten durch Einsturz in sich aufnahmen und von der später empordringenden Lava mehr oder weniger erfüllt wurden.

Die zwischen BÜCKING und mir bestehende Kontroverse gipfelt also letzten Endes in der Frage: sind die an gewisse Basalte und Phonolithe gebundenen Gesteinsschollen und Gesteinsfetzen jüngerer Triasschichten Schloteinstürze, stammend aus einem bei der Eruption weit höher gelegenen Niveau, oder stellen sie Ausfüllungen präexistierender Spalten dar, die nächträglich den Magmen als Austrittswege dienten?

Wie aber auch BÜCKING erkannt hat, ist es zur Entscheidung dieser Frage nicht unwichtig, über die Gestalt und Beschaffenheit der präbasaltischen Denudationsfläche Näheres zu wissen, auf der die vulkanischen Laven zutage traten. Oder mit anderen Worten, es gilt festzustellen, ob die vielfach wechselnde Höhenlage mancher Basalte und Phonolithe eine Folge der späteren Abtragung ist, wodurch sich die tiefer gelegenen Vorkommen großenteils ohne weiteres als abgetragene Schlote charakterisieren würden, oder ob die wechselnde Höhenlage auf ursprünglichen Niveauunterschieden der präbasaltischen Landoberfläche beruht, ein Umstand, der in diesem Falle die Deutung der bewußten jüngeren Triasschollen als Schloteinstürze selbst bei den tiefer gelegenen Eruptivmassen von vornherein schon als zum mindesten anfechtbar erscheinen läßt und von vornherein ebenso sehr dazu berechtigt, diese Triasschollen als tektonische Einbrüche anzusprechen, die der präbasaltischen Landoberfläche bereits angehörten. BÜCKING hat ja denn auch gerade diesem Problem längere Ausführungen gewidmet, die allerdings eine wesentlich andere Auffassung wiederspiegeln, als ich sie auf Grund meiner Beobachtungen gewonnen habe.

[1]) Beiträge zur Geophysik, Bd. VI, 1904, S. 267 ff.

Ich werde daher auch zunächst diese für unseren Gegenstand wichtige Frage nach der Ausgestaltung der präbasaltischen Denudationsfläche behandeln, daran einige Bemerkungen über das Alter der Dislokationen schließen und dann zu dem eigentlichen Thema betr. Scholleneinbrüche und Vulkanausbrüche und ihren genetischen Zusammenhang übergehen.

Über die präbasaltische Landoberfläche und das Alter der Dislokationen.

Der morphologische Gegensatz zwischen der Langen Rhön und der Kuppenreichen Rhön ist bedingt durch die zu weiten Hochplateaus sich ausdehnenden Basaltmassen im Osten und die in einzelne Kuppen und Kegel aufgelösten Basalte und Phonolithe im nordwestlichen Teil des Gebirges[1]). Während die Basaltströme der Langen Rhön zunächst im großen und ganzen limnischen Tertiärbildungen, Sanden, Tonen, Braunkohlen und Tuffen, auflagern, unter denen das Triasgebirge, beginnend mit Oberem Muschelkalk, stellenweise auch Unterem Keuper, folgt, liegen die einzelnen Basalt- und Phonolithvorkommen der Kuppenreichen Rhön zumeist unmittelbar inmitten von Triasschichten, die zum großen Teil dem Buntsandstein angehören und nach W. zu bei allmählichem Zurücktreten der vulkanischen Gesteine zum Vorlande der Rhön in der Gegend von Fulda überleiten. Nur im N., nördlich der Nüst, legen sich auf den Buntsandstein wieder mehr zusammenhängende Schichtenkomplexe der jüngeren Trias bis zum Gipskeuper auf und bilden hier die Unterlage zahlreicherer Basalt- und Phonolithdecken.

Die den vulkanischen Massen als Unterlage dienende präbasaltische Landoberfläche soll nun nach Bücking eine ziemlich gleichmäßige, flachwellige Fastebene sein, die von ihrer höchsten Erhebung am Eierhauk und Dammersfeld (870 und 820 m) nach N. zu nach der Langen Rhön auf 800—620 m, nach dem Habelberg bei Spahl auf 600 m und nach NW. zu nach dem Rauschenberg

[1]) Vergl. die als Unterlage dieser Arbeit dienenden geologischen Blätter Oberkatz, Helmershausen, Kleinsassen, Gersfeld, Spahl, Hilders, Sondheim, Fulda, Hünfeld, Weyhers, Tann nebst Erläuterungen (Lieferungen 37, 171, 184 der geol. Spezialkarte v. Preußen).

bei Fulda auf 420 m abfällt und zwischendurch frei von stärkeren Depressionen ist. Diese Anschauung vermag ich nicht zu teilen. Bei näherer Prüfung der Verhältnisse an der Hand der geologischen Blätter ergibt sich mir doch ein anderes Bild, wie einzelne typische Beispiele aus den verschiedenen Teilen des Gebietes zeigen sollen:

1. Der Basaltstrom des Münzkopfes nördlich Bischofsheim (Bl. Sondheim) liegt der tertiären Unterlage auf dem Plateau des Berges bei einer Meereshöhe von 780 m auf und zieht sich von hier aus in breiter Masse zusammen mit dem Tertiär über die gesamten Stufen des Muschelkalkes hinweg bis ins Tal hinunter, wo er schließlich bei einer Meereshöhe von 530 m Röt unter sich zum Vorschein kommen läßt. Aus dieser Lagerung des Basaltes ergibt sich somit bei einer Entfernung von rund 2—3 km eine Niveaudifferenz der präbasaltischen Fläche von 250 m. Berücksichtigt man aber, daß mit dem Basalt zusammen auch das liegende Tertiär, das weiter im N. am Heidelstein sogar erst bei 800 m über Oberem Muschelkalk auftritt, sich fast bis ins Tal hinunter erstreckt, so erkennt man, daß die stark kupierten Terrainformen nicht nur einer präbasaltischen, sondern sogar schon einer prämiocänen Landoberfläche angehören.

2. Die Unterkante des Tertiärs im Liegenden des Basaltstromes der Langen Rhön bei Birx (Bl. Hilders) befindet sich bei einer Meereshöhe von 730 m, am Osthange dagegen, südwestlich Rüdenschwinden, bei 600 m. Die vortertiäre, bezw. vorbasaltische Landoberfläche besitzt also hier auf einer Länge von 4—5 km ein Gefälle von 130 m. Irgendwelche posttertiären Verwerfungen dafür verantworlich zu machen, fehlt jeder Anhalt, zumal im Hinblick auf die ganz analogen, durch keine Verwerfung beeinflußten Lagerungsformen des Tertiärs nördlich Bischofsheim.

3. Am Roßberg südlich Gersfeld breitet sich von dem am Südhange sichtbaren Eruptionsstiele eine Basaltdecke aus, die sich am nordöstlichen Hange bei einer Länge von höchstens $^3/_4$ km über 100 m tief auf den verschiedenen Muschelkalkstufen hinunterzieht.

4. Die Basaltdecke an der westlichen Seite der Wasserkuppe lagert im S. bei 760 m auf Tertiär bezw. Chirotheriensandstein und

geht nach N. zu auf einer Strecke von rd. 1 km allmählich bis zu einer Meereshöhe von 650 m hinab.

5. Im Lüttertal bei Poppenhausen (Bl. Gersfeld) breitet sich bei einer Meereshöhe von 425 m eine Phonolithmasse von unregelmäßiger Kontur aus, die eine Decke mit gangförmigem Eruptionsstiel darstellt, während die ringsum liegenden Triashöhen (unter Abzug ihrer vulkanischen Kuppen) im S. (am Ebersberg) bis zu 650 m, im W. (am Giebelrain) bis 580 m, im N. (an der Maulkuppe) bis 680 m und im O. (an der Wasserkuppe) bis zu 780 m sich erheben. Eine tiefere Talmulde hat hier also inmitten des älteren Mittleren Buntsandsteins bereits in präbasaltischer Zeit bestanden.

6. Eine ähnliche alte Depressionsmulde liegt in dem Gebiete östlich der Milseburg vor. Hierselbst hat ein neuerer Steinbruch bei Unter-Rupsrot eine ausgesprochen fächerförmige Stellung der Phonolithsäulen aufgedeckt, die den Phonolith als primäre Kuppe charakterisiert, welche dem älteren Mittleren Buntsandstein bei 540 m aufliegt, während das Buntsandstein- bezw. Wellenkalkgebirge rings in der Umgebung (an der Milseburg im W., am Abtsroder Berg im S., am Grubenhauck im N. und an der Langen Rhön im O. östlich Batten) Höhen von 740 m, 820 m, 620 m und 700 m erreicht.

7. Die ausgedehnte Basaltdecke bei Brunnhardtshausen nordöstlich Tann zieht sich auf ihrer tertiären Unterlage von der Spitze des Berges aus an dem steilen, 160 m hohen Hange bis ins Tal hinunter als Ausfüllung einer bedeutenden präbasaltischen Talmulde, die aber in anbetracht dessen, daß auch die tertiären Schichten an dieser Lagerung teilnehmen und den hohen Muschelkalkhang überkleiden, in diesem Falle gleichfalls als zum mindesten prämiocän anzusprechen ist.

8. Desgleichen gehen Basalt und Tertiär zu beiden Seiten des Fuldatales nördlich Kaltennordheim von den Höhen aus um 120—200 m an den Hängen hinunter und weisen darauf hin, daß auch in dieser Gegend schon in vorbasaltischer bezw. vormiocäner Zeit ein tiefes Tal ausgebildet gewesen sein muß.

9. Die Grenzfläche zwischen Basaltdecke und unterlagerndem Wellenkalk liegt am Kalvarienberg bei Fulda bei rd. 300 m, am

nordöstlich benachbarten Rauschenberge dagegen bei 440 m. Die präbasaltische Denudationsfläche hat hier also bei einer Strecke von rd. 3 km ein Gefälle von 140 m gehabt.

10. Schließlich sei auf die von v. Koenen[1]) und Rinne[2]) als alte Krater aufgefaßten und beschriebenen Basaltvorkommen des Schorn bei Dermbach und des Dachberges bei Rasdorf im nördlichen Ausläufer der Rhön hingewiesen, die eine Meereshöhe von rd. 550 m und 400 m besitzen, während die unmittelbar benachbarten, von Basalt gekrönten Triasberge der Sachsenburg, des Hohen Stern, des Beyer, des Stallberges usw. bis zu Höhen von 550—700 m ansteigen und damit beträchtliche Niveaudifferenzen der präbasaltischen Denudationsfläche auch für diesen Teil der Rhön anzeigen.

Aus diesen Beispielen, die sich noch beliebig vermehren lassen, geht unabweislich hervor, daß die alte Landoberfläche vor Ausbruch der Basalte keine eigentliche Fastebene gebildet hat. Nur in gewissen Teilen der Langen Rhön besaß sie wohl diesen Charakter, im übrigen aber war sie von stärkeren Depressionen, Tälern und Talsenken durchzogen, wie dies auch schon früher Pröscholdt[3]) und neuerdings für das Gebiet des Blattes Tann Haack[4]) erkannt und ausgesprochen haben, und allein hierauf ist die zuweilen stärker wechselnde Höhenlage mancher Basaltdecken zurückzuführen, nicht aber, wie Bücking[5]) früher annahm, auf postbasaltische Verwerfungen, die in bedeutenderem Maße nicht vorhanden sein dürften.

Gewiß hat in postbasaltischer Zeit die Erosion vor allem im Bereiche der Flußtäler, also vorwiegend in linearem Sinne, noch Bedeutendes geleistet, aber die flächenhaften Abtragungen von Keuper, Muschelkalk und Röt waren schon in präbasaltischer Zeit

---

[1]) Vergl. Blätter Geisa und Lengsfeld nebst Erläuterungen

[2]) Rinne, Der Dachberg, ein Vulkan der Rhön. Dieses Jahrb. für 1886, S. 1 ff.

[3]) Pröscholdt, Über den geologischen Bau des Zentralstockes der Rhön. Dieses Jahrb. f. 1893, S. 2 und 3.

[4]) Blatt Tann nebst Erläuterungen.

[5]) Bücking, Über die vulkanischen Durchbrüche der Rhön usw., a. a. O. S. 306.

vollendet, und die Kuppenreiche Rhön baute sich genau so wie heute vorherrschend aus den Schichten der Buntsandsteinformation auf. Die innerhalb dieses Buntsandsteingebietes zerstreut liegenden Basalte und Phonolithe kann ich daher nur zum Teil als abgetragene Schlote ansehen, was in solchen Fällen (wie z. B. am Steinküppel bei Schmalnau) schon durch die horizontale Lagerung der Säulen angezeigt wird, und die ausgebreiteten und z. T. so stark zerlappten Phonolith- und Basaltmassen (bei Poppenhausen, am Eselsbrunn, Maulkuppe, Stellberg, Milseburg, Hohlstein, Grubenhauck, Almusküppel, Rippberg usw.) stellen typische Decken bezw. Reste solcher dar, die gelegentlich, wie am Almusküppel und Rippberg (Bl. Weyhers), sogar noch geringmächtige Tertiärschichten als Unterlage haben und bisweilen daneben auch ihre Eruptionsstiele in Form langgestreckter Gänge erkennen lassen. An der Steinwand nördlich Poppenhausen zeigt ein solcher Phonolithgang eine deutliche Absonderung in schwach geneigte bis senkrechte Säulen und Pfeiler, die damit noch heute das ursprünglich Ausgehende des gangförmigen Durchbruches repräsentieren und weiter damit das umgebende Buntsandsteinterrain als die präbasaltische Denudationsfläche kennzeichnen. Daß aber tatsächlich viele in ihrem Umfange beschränkte und rundlich geformte Basalte und Phonolithe trotz ihrer tieferen Lage nicht Schlotstiele, sondern die ursprünglichen Endigungen der Schlote, d. h. primäre Kuppen oder gar Relikte ehemals ausgebreiteter Decken sind, zeigen uns z. B. die in Steinbrüchen aufgeschlossenen Eruptivgesteine am Kalvarienberg und Haimberg bei Fulda, am Kesselkopf bei Unter-Rupsrot, am Wisselsröder Küppel bei Pilgerszell und am Motzküppel bei Weyhers, deren teils senkrechte, teils radiale Säulenstellung ihre Decken- bezw. Kuppennatur beweist. Auch Herr Bücking verlegt ja die flächenhaften Abtragungen in die Zeit vor Ausbruch der Basalte, aber er scheint doch die Wirkungen der postbasaltischen Denudation und Erosion in der Rhön für bedeutsamer zu halten als ich und betrachtet viele Basalte und Phonolithe als abgetragene Schlote, in denen ich nur ursprüngliche Kuppen oder Deckenreste sehe. Ich werde auf diese Verhältnisse später noch zurückkommen.

Nur einer besonders auffälligen und für unsere Frage besonders wichtigen Erscheinung möchte ich hier noch Erwähnung tun, daß nämlich die Schotter im Flußgebiete der Weser so verhältnismäßig wenig Basaltgerölle führen. In sämtlichen, sowohl pliocänen wie diluvialen Terrassen der Weser selbst fehlen Basalt- und Phonolithgesteine so gut wie ganz, während die aus dem Thüringerwald stammenden Porphyr- und Granitgerölle geradezu einen charakteristischen, ständigen Bestandteil der Weserschotter bilden. Ich kann mir diese Tatsache nur so erklären, daß eine stärkere Abtragung basaltischer und phonolithischer Massen in diesem Flußgebiet nicht stattgefunden hat, und daß die heutige Verbreitung der Eruptivgesteine im großen und ganzen noch den ursprünglichen Umfang der Ergüsse bezeichnet. Damit stehen in völligem Einklang, wie ich nochmals erwähnen möchte, die Beobachtungen Bauer's[1]) an niederhessischen Basalten. Bauer hat bei zahlreichen Basaltdecken die noch durch keine Verwitterung beeinflußten Stromoberflächen mit ihrer charakteristischen Struktur festgestellt und schließt auch aus dem sonstigen Fehlen stärkerer Verwitterungserscheinungen, daß die Basalte in der Hauptsache noch jetzt ihre ursprüngliche Ausdehnung und Mächtigkeit haben.

Mit obigen Ausführungen glaube ich gezeigt zu haben, daß die flächenhaften Abtragungen des jüngeren Triasgebirges im Bereiche der Kuppenreichen Rhön der vorbasaltischen Zeit angehören, und daß die späteren Denudationsprozesse keine größeren Dimensionen angenommen haben. Damit wird die in einer neueren geographischen Arbeit »Das Rhöngebirge nach Entstehung und Oberflächengestaltung«[2]) von Hartung aufgestellte Hypothese hinfällig, daß das Rhöngebirge mit seinen verschiedenen Ausläufern in seiner heutigen Ausdehnung zwischen Werra, Fulda, Fliede und Saale nach Analogie des Vogelberges ehemals einen gewaltigen, einheitlichen Vulkan gebildet hätte, der einer ununterbrochenen Muschelkalktafel aufgeruht und im W. mit dem Vogelsberge in Zusammenhang gestanden hätte, nicht zu

[1]) Bauer, Beiträge zur Kenntnis der niedersächsischen Basalte, Sitzungsber. d. Leipz. Akad. d. Wiss. 1900, Bd. II, S. 1032—1034.

[2]) Marburg, Elwert'sche Verlagsbuchhandlung 1912.

sprechen von den daran geknüpften kühnen Vorstellungen über den Einfluß der gewaltigen vulkanischen Massen auf die Ablenkung der Flüsse usw. Ich kann mir nicht denken, daß Hartung die einzelnen Basalt- und Phonolithvorkommen im Bereiche der Kuppenreichen Rhön auf ihre Form und Struktur näher untersucht hat, die er trotz ihrer z. T. so flächenhaften Ausbreitung und trotz ihrer in verschiedenen Aufschlüssen sichtbaren senkrechten und fächerartigen Säulenstellung samt und sonders für abgetragene Schlote hält! Herr Hartung scheint auch nicht gewußt zu haben, daß einige dieser inmitten des Mittleren Buntsandsteins auftretenden Basaltdecken, so am Rippberg, Almusküppel und Bernleite südlich Fulda (vergl. Bl. Weyhers), zunächst miocänen Tertiärschichten aufliegen, deren Vorhandensein sogar schon eine prämiocäne Abtragung der jüngeren Trias bis zum Röt und Mittleren Buntsandstein zur Voraussetzung hat! Wenn Hartung vollends auch das Fuldaer Becken ehemals von Basaltmassen erfüllt sein läßt und als Beweis dessen den vom Grabeneinbruch unabhängigen, mithin (seiner Ansicht nach) im eruptiven Material epigenetisch entstandenen Lauf der Lüder ansieht, so scheint er bei Abfassung seines Aufsatzes auch unsere neueren tektonischen Ergebnisse noch nicht gekannt zu haben, nach denen die niederhessischen Gräben schon in präoligocäner Zeit entstanden und in ihrer heutigen morphologischen Form erst durch die Denudation, und zwar gleichzeitig mit der Herausbildung der Flußtäler erzeugt worden sind[1]). Bei dieser Kritik der Hartung'schen Arbeit, die eine gebührende Berücksichtigung der geologischen Faktoren einigermaßen vermissen läßt und daher zu so unhaltbaren Vorstellungen führt, möchte ich es für meine Person bewenden lassen.

Wir sprachen bisher im allgemeinen von einer »präbasaltischen« Denudation, hoben aber bereits in den Fällen, in denen die Basalte zunächst von tertiären Schichten unterlagert wurden, hervor, daß die Denudationsformen sogar älter als das fragliche Tertiär, zum mindesten prämiocän sein müßten. Zu einem gleichen Schlusse führen

[1]) Grupe, Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes usw., a. a. O., S. 271—288.

uns die in verschiedenen Höhenlagen zuweilen noch als letzte Reste der ehemaligen Tertiärbedeckung erhalten gebliebenen Braunkohlenquarzitblöcke. So überlagern z. B. derartige Quarzite in stärkerer Anhäufung und in größeren Blöcken nördlich Dietershausen (Bl. Fulda) von der Talsohle heran einen um etwa 60 m flach ansteigenden Hang, der aus Buntsandstein- und grabenförmig eingesunkenen Muschelkalkschichten besteht, und zeigen damit, daß abgesehen von dem prämiocänen Alter des Grabens auch die Geländeformen an dieser Stelle schon vor dem Absatze des Braunkohlentertiärs vorhanden waren.

Wir dürfen danach annehmen, daß sich in der präbasaltischen Landoberfläche der Rhön an vielen Stellen sogar noch die Terrainformen einer viel älteren Landschaft, einer prämiocänen, ja vielleicht sogar präoligocänen Landschaft wiederspiegeln, die in der nachfolgenden Zeit keine wesentliche Veränderungen erlitten hat. Diese Annahme entspricht durchaus meinen Beobachtungen im hessisch-hannoverschen Berglande, wo gleichfalls die vielfach als präoligocän, bezw. präoberoligocän bestimmbare alte Landoberfläche noch in ihrer ursprünglichen Gestalt zum Vorschein kommt, teils als noch von einzelnen Tertiärresten bedeckte, ebene Plateaufläche, wie im Solling und Reinhardswalde, teils aber auch, wie z. B. in der weiteren Umgebung von Cassel und Melsungen, als stark kupiertes Hügelland mit noch heute vielfach mächtige Tertiärmassen bergenden Erosionsmulden. Gerade diese größere Ausbreitung des auf- und niedergehenden, von stärkeren Verwerfungen unbeeinflußten niederhessischen Tertiärs zeigt ja zur Evidenz, daß die alte Landoberfläche durchaus keine ziemlich gleichmäßige Peneplain gewesen zu sein braucht, eine Tatsache, die Herr Bücking in seiner Erwiderung an mich vielleicht etwas mehr hätte berücksichtigen können.

Von diesem Gesichtspunkte aus bin ich auch schon Philippi[1]) entgegengetreten, der gleichfalls von vornherein eine präoligocäne »Fastebene« in Thüringen voraussetzt und aus der verschiedenen Höhenlage der Tertiärschotter sofort auf posttertiäre Dislokationen

[1]) Phillippi, Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 62, 1910, S. 305 ff.

schließt, ohne sie in der triassischen Unterlage nachweisen zu können. Auch Davis und Braun[1]) begehen m. E. denselben Fehler, wenn sie im Gebiete des Meißner eine präbasaltische Rumpffläche von annähernd konstanter Meereshöhe von etwa 700 m annehmen, auf die sich die basaltischen Laven ergossen haben sollen. Denn, wie ich in meiner zu ungefähr gleicher Zeit erschienenen Arbeit gezeigt habe[2]), stellt das sich an den Meißner westlich anschließende Großalmeroder Tertiär kein nachträgliches, tektonisches Einbruchsbecken dar, wie man bisher angenommen, sondern es ist nichts weiter als die Ausfüllung einer tiefen, der alten Landoberfläche angehörenden Erosionsmulde, die nur insofern tektonisch vorbedingt ist, als die innerhalb der durchsetzenden Grabenbruchzone in präoligocäner Zeit eingesunkenen jüngeren Triasschichten infolge ihrer mürben Beschaffenheit und starken Zerrüttung leicht erodiert werden konnten. Daß aber von dieser Mulde aus das Tertiär sich ehemals an dem um rund 1000 Fuß ansteigenden Hange bis zum Meißner hinauf ausgebreitet hat, zeigen uns die als letzte Reste der ehemaligen Tertiärdecke hinterbliebenen Braunkohlenquarzite. Zu einem ganz analogen Ergebnis ist übrigens neuerdings Lachmann[3]) bei seinen Studien auf der nördlichen Seite des Meißner gekommen. Gegenüber dem Standpunkte von Davis und Braun weist er darauf hin, daß die präoligocäne Landoberfläche hier auf einer Strecke von etwa 3 km ein Gefälle von mindestens 300 m besessen haben muß.

Alle diese Tatsachen schließen natürlich nicht aus, daß stellenweise im hessischen Berglande auch flächenhaft einmal intensivere Abtragungen in postbasaltischer Zeit vor sich gegangen sind, und ich habe als Region solcher stärkeren Denudation schon in meiner früheren Arbeit das hessisch-thüringische Grenzgebiet bezeichnet. Ich hatte dabei besonders das Gebiet im Auge, aus dem neuerdings Naumann[4]) einige anscheinend stärker abgetragene Basalt-

[1]) Davis und Braun, Grundzüge der Physiographie 1911, S. 179.

[2]) Grupe, Über das Alter der Dislokationen usw., a. a. O. S. 271 ff.

[3]) Lachmann, Über den Bau des niederhessischen Berglandes bei Hundelshausen. Jahresber. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur. Sektion f. Geol. Breslau 1912. S. 31, 32 und 36, 37.

[4]) Naumann, Über einige vulkanische Erscheinungen im Werratale. Dieses Jahrb. f. 1912, S. 449 ff.

schlote beschreibt, und ich möchte dies Herrn NAUMANN gegenüber besonders hervorgehoben haben, der irrtümlicherweise anzunehmen scheint, daß ich umfangreichere Denudationsvorgänge in postbasaltischer Zeit grundsätzlich leugne. Dieser Umstand entscheidet aber natürlich noch nicht die Frage, ob die mit den Schloten verknüpften Schollen jüngerer Triasgesteine Schloteinstürze oder präexistierende Spaltenausfüllungen sind, und ich werde hierauf weiter unten noch kurz zurückkommen.

Ich resümiere also: Wir haben durchaus keine Veranlassung zu der Annahme, daß die alte, präbasaltische Landoberfläche der Rhön eine ziemlich gleichmäßige, nach Norden zu einsinkende Fastebene gewesen ist, vielmehr sprechen eine Reihe von Tatsachen dafür, daß im Bereiche der Kuppenreichen Rhön und z. T. der Langen Rhön auch zu dieser Zeit schon ein welliges, von Talsenken durchfurchtes Hügelland bestanden hat, gleich wie in vielen anderen Teilen des niederhessischen Berglandes.

Was nun das Alter der Dislokationen angeht, so hatte ich bereits in meinem Vortrage vor der Deutschen Geol. Gesellschaft im März 1910 auf Grund von Studien der vorliegenden älteren Rhönblätter die Vermutung geäußert, daß die bedeutenderen Gräben der Rhön von präoligocänem Alter sein dürften. Diese Vermutung fand dann bald eine gewisse Bestätigung durch die während des Druckes meines Vortrages zur Publikation gelangenden Erläuterungen BÜCKING's zu den Blättern Kleinsassen, Gersfeld usw., in denen der Autor gleichfalls den Standpunkt vertritt, daß die maßgebenden Störungen bei Ablagerung des Tertiärs bereits vorhanden gewesen seien[1]). Wenn Herr BÜCKING nun schreibt, daß er bereits früher ähnliche Ansichten ausgesprochen habe, so muß ich freilich gestehen, daß mir die diesbezüglichen Notizen in seinen älteren Arbeiten aus dem Anfang der 80er Jahre über

[1]) Der in meinem Aufsatze a. a. O. S. 265 gebrauchte Ausdruck »inzwischen« soll natürlich bedeuten, daß die Publikationen BÜCKING's während des Druckes des erwähnten Vortrages erschienen sind, und es lag mir selbstverständlich fern, bei dem Leser den Eindruck zu erwecken, als ob Herr BÜCKING unter dem Einfluß meines Vortrages seine Ansichten geändert hätte.

Störungen südwestlich vom Thüringer Wald[1]) entgangen sind. Allerdings nimmt Bücking darin das Alter der Störungen auch nur als miocän bezw. oligocän-miocän an im Gegensatz zu dem sicherlich richtigeren Standpunkte Emmrich's[2]), nach dem die Störungen in der Periode zwischen Keuper und Oligocän erfolgt sein sollen. Dagegen sind mir natürlich seine Angaben in der Arbeit »Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön usw.«, welche die eigentliche Unterlage meiner Kritik bildete, bekannt gewesen. Ich habe allerdings nicht ahnen können, daß seine dort erwähnten »vorbasaltischen« Brüche und Grabenversenkungen gleichbedeutend sein sollten mit prätertiären bezw. präoligocänen, hielt sie vielmehr für die gewöhnlich angenommenen, den Basalteruptionen vorausgegangenen jungmiocänen Störungen, die ausdrücklich in Gegensatz gestellt werden sollten zu den nach Bücking erst durch den Vulkanismus erzeugten Störungen und Scholleneinbrüchen. Da hätte sich Herr Bücking, um nicht mißverstanden zu werden, vielleicht doch etwas präziser ausdrücken müssen.

Überdies hat Herr Bücking seine Ansichten über das Alter der Störungen gegen früher nicht unwesentlich geändert. Als präbasaltische Störungen galten ihm auch nur die wenigen hercynisch streichenden Brüche und Gräben, während er bei der Abfassung seiner erwähnten Arbeit »Über vulkanische Durchbrüche in der Rhön usw.« (a. a. O. S. 306) im ausdrücklichen Gegensatz zu Rinne, der mit Recht schon früher viele Basaltvorkommen der niederhessischen Senke auf präexistierende Nordsüdspalten bezogen hat, noch den Standpunkt vertritt, daß die vorwiegenden Südnordstörungen und selbst bedeutendere Südnord-Gräben, wie z. B. die Hahnberg-Mulde, nicht nur in jungtertiärer, sondern sogar erst in postbasaltischer Zeit entstanden seien.

Durchaus unverständlich ist mir aber das weitere Polemisieren Bücking's gegen meine Auffassung über das Alter der Rhönstörungen, indem er von der durchaus irrigen Ansicht ausgeht,

[1]) Dieses Jahrb. f. 1880, 1882 und 1884.

[2]) Geologische Skizze der Gegend um Meiningen. Schulprogramm Meiningen 1873.

daß ich sämtliche Verwerfungen für präoligocän hielte. Herr Bücking braucht nicht »diese durch keine Beweise gestützte Annahme für voreilig« zu halten, da sie gar nicht besteht und niemals bestanden hat, und es ist mir unklar, an welcher Stelle meiner Arbeit Herr Bücking dies gelesen haben will. Der die Rhön betreffende Passus meiner Arbeit lautet wörtlich (a. a. O. S. 284—285): »durchaus im Einklang mit diesen Resultaten über die geringe Bedeutung der jungtertiären Dislokationsphase im Bereiche Niederhessens stehen auch die neusten Aufnahmeergebnisse Bücking's in der Rhön, nach denen auch dort »die zum Teil recht beträchtlichen Störungen (Verwerfungen, Graben- und Muldenbildungen) ihrer Hauptsache nach bereits vor der Ablagerung des Miocäns vorhanden waren, und später nach der Bildung der tertiären Sedimente und nach der Eruption der Basalte besonders tiefeingreifende Veränderungen in dem Bau des Untergrundes sich nicht mehr vollzogen.« Es ist mir also nicht im geringsten eingefallen, die Existenz jungtertiärer Störungen[1]) in der Rhön zu leugnen; sie werden dort ebenso gut vorhanden sein und sind, wie wir weiter unten noch näher sehen werden, tatsächlich auch vorhanden. Mein Ergebnis für das gesamte niederhessische Bergland ist nur, daß die Intensität der jüngeren Gebirgsbildung in diesem Gebiete sich abschwächt. Während nämlich das Auftreten des Tertiärs in Südhannover noch in den allermeisten Fällen an tektonische Gräben gebunden ist, treten solche in Niederhessen auffallend zurück oder fehlen so gut wie ganz, und nur mit wechselndem Schichteneinfallen verbundene Faltungserscheinungen und geringfügige Verwerfungen beeinflussen die Lagerung des Tertiärs. Und daß dies Ergebnis auch für die Rhön gilt, spricht ja auch Herr Bücking mit seinen von mir eigens angeführten Worten aus, daß sich in nachtertiärer Zeit keine be-

[1]) Unter diesen jungtertiären Störungen verstehe ich, was ich ausdrücklich bemerken möchte, die auch sonst vielfach nachgewiesenen jungmiocänen bis altpliocänen Störungen, die den Basalteruptionen unmittelbar vorangingen oder während der einzelnen Phasen der Eruptionen, wie sie ja gerade in der Rhön zu erkennen sind, erfolgten. Daß sie sich aber, wie Herr Bücking annimmt, noch in nennenswertem Maße in die postbasaltische Zeit hinein fortsetzen, habe ich bei meinen bisherigen Studien noch nicht feststellen können.

sonders tiefeingreifenden Veränderungen im Bau des Untergrundes vollzogen hätten.

Herr Bücking und ich sind durchaus unabhängig von einander, der eine in der Rhön, der andere im übrigen niederhessischen Berglande, in dieser Beziehung zu analogen Resultaten gekommen. Nur habe ich den Altersbegriff der älteren Störungen in der Rhön insofern noch etwas präziser gefaßt, als ich sie in Rücksicht auf die Lagerungsform der ältesten, als Mitteloligocän erkannten Tertiärbildungen der Rhön nicht nur als prämiocän, sondern als prämitteloligocän und damit als wahrscheinlich präoligocän bezeichnet habe. Eine nähere Altersbestimmung der präoligocänen Störungen ist nicht möglich, und es bleibt deshalb auch die Frage unentschieden, ob die präoligocäne Hauptfaltung sich in einer oder mehreren Phasen, wie sie in anderen Gebieten Norddeutschlands bekanntlich festgestellt sind, abgespielt hat.

Schollenein brüche und Vulkanismus.

Die den Bau unserer mesozoischen Mittelgebirge in erster Linie beherrschenden Störungen hercynischer und rheinischer Richtung treten auch in der Rhön mehr oder weniger stark hervor. Vor allem sind es die Grabenein brüche, die das tektonische Bild der Landschaft beeinflussen. Im Verlaufe dieser Gräben sind mächtige Schichtenkomplexe der jüngeren Trias in präoligocäner Zeit zur Tiefe gesunken und hierselbst vor der Denudation bewahrt geblieben, während sie in der näheren und weiteren Umgebung der Abtragung zum Opfer fielen. Daß diese flächenhaften Abtragungen im unmittelbaren Anschluß an die Dislokationsvorgänge gleichfalls noch vor dem Absatze des Tertiärgebirges sich ereigneten, wurde oben schon hervorgehoben.

Unter den Gräben treten in dem uns interessierenden Gebiete der Rhön besonders drei durch ihre weitere Erstreckung und größere Breite hervor, der Salzschlirf-Lauterbach-Fuldaer Graben, der Friesenhausen-Weyherser Graben und am Ostrande der Langen Rhön der Hahnberg-Graben.

Da der geologische Aufbau dieser Gebiete schon in den Erläuterungen der einzelnen Blätter, auf die ich verweise, ausführ-

lich geschildert worden ist, so beschränke ich mich hier darauf, nur die wesentlichsten Momente hervorzuheben, und zwar zunächst ohne Berücksichtigung der mit den Gräben in Verbindung stehenden Basaltvorkommen.

Der Salzschlirf-Lauterbach-Fuldaer Graben stellt eine über 20 km lang in nordwestlicher oder hercynischer Richtung verlaufende Einmuldung jüngerer Trias dar, die teils flexurartig, d. h. bei gleichmäßiger Schichtenfolge, zu dem angrenzenden Buntsandsteinmassiv überleitet, teils aber auch stärkere Verwürfe aufweist, die z. B. auf der Strecke Fulda-Pilgerzell und in der Umgebung von Großenlüder[1]) Gipskeuper und Rätkeuper und bei Lauterbach[2]) sogar Lias neben den Buntsandstein legen. Als letzte Reste der einstmaligen Tertiärdecke finden sich zwischen Künzell und Edelzell eine Menge von Tertiärquarziten auf der die verschiedenen Triasschichten abschneidenden alten Landoberfläche zerstreut. Sein östliches Ende findet der Graben unter dem Diluvium bei Pilgerzell an einem Querbruch gegen Mittleren Buntsandstein, er dürfte aber wahrscheinlich dann weiterhin im Untergrunde der ausgedehnten Schuttablagerung des Helafeldes seine Fortsetzung nehmen und auf diese Weise in unmittelbare Verbindung mit der zweiten Bruchzone, dem Friesenhausen-Weyherser Graben, treten, der nach dem Helafelde zu einen ostwestlichen Ausläufer entsendet.

Auch auf der östlichen Seite breitet sich von der neuen Bruchzone, dem Friesenhausen-Weyherser Graben, in hercynischer Richtung ein Muschelkalkgraben bis zur Steinwand aus. Im übrigen aber verläuft diese Muschelkalk- und Keupergebirge enthaltende Störung in rheinischer Richtung von Weyhers aus über Friesenhausen und Finkenhain, indem sie sich von der kesselartigen Erweiterung südlich Friesenhausen ab nach

[1]) Nach den im Archiv der Preuß. Geol. Landesanstalt befindlichen, noch unveröffentlichten Aufnahmen des Herrn Blanckenhorn auf Blatt Großenlüder, deren Einsicht mir der genannte Autor gütigst gestattete. Vergl. auch Blanckenhorn, Geol. Aufnahmen in der Gegend von Großenlüder usw. Dieses Jahrb. f. 1908, S. 447.

[2]) v. Koenen, Muschelkalk, Keuper und Unterer Lias bei Angersbach. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1875, S. 706.

Norden zu allmählich immer mehr verschmälert. Während der Muschelkalk am Ostrande von einer durchgehenden Verwerfung gegen Buntsandstein abgeschnitten wird, bildet er am Westrande mit dem nach dem Graben zu einfallenden Buntsandstein im allgemeinen eine Flexur. Daß aber auch diese Flexur nicht überall der Verwerfungen ganz entbehrt, geht aus der nahen Nachbarschaft des Wellenkalkes und Mittleren Buntsandsteins hervor, die dem Röt so wenig Raum läßt, daß darin jedenfalls nicht seine ganze, 60—70 m betragende Mächtigkeit enthalten sein kann. Diese Erscheinung kehrt des öfteren an den Muschelkalkgräben wieder und ist von Bücking stets als normale Flexur dargestellt worden, während in Wirklichkeit Verwerfungen vielfach dabei beteiligt sein dürften, die den Röt zu einem so schmalen Bande reduzieren und auch nicht selten den Ausfall der höheren Schichten des Mittleren Buntsandsteins, z. B. des Chirotheriensandsteins, bewirken.

Als südliche Fortsetzung des Weyherser Grabens sind sodann die vereinzelten Schollen von Muschelkalk und Keuper anzusehen, die bei Lütter, Ried, Altenhof und südöstlich Uttrichshausen am Rande des westlichen Buntsandsteinmassivs aus dem umgebenden und größere Ausdehnung erlangenden Diluvium heraustreten und Teile eines unter dem Diluvium zusammenhängenden Grabens bilden, während die östlichen Randverwerfungen im Buntsandstein selbst verlaufen und ein tieferes Absinken des Röts und Mittleren Buntsandsteins gegenüber den Randhöhen bewirken.

Außer diesen größeren Schollenein brüchen im Bereiche des Weyherser Grabens sind noch einzelne kleinere vertreten, die nur eine geringe Längserstreckung besitzen. Es sind da die vereinzelten Partieen von Röt, Muschelkalk und stellenweise Keuper in der westlichen Nachbarschaft des südlichen Teiles des Weyherser Grabens zu nennen, die teils an nordwestlich streichenden Störungen, wie bei Buchenberg und Uttrichshausen, teils an südnördlich streichenden Störungen, wie bei Ober-Kalbach und am Almusküppel, zur Tiefe gesunken sind.

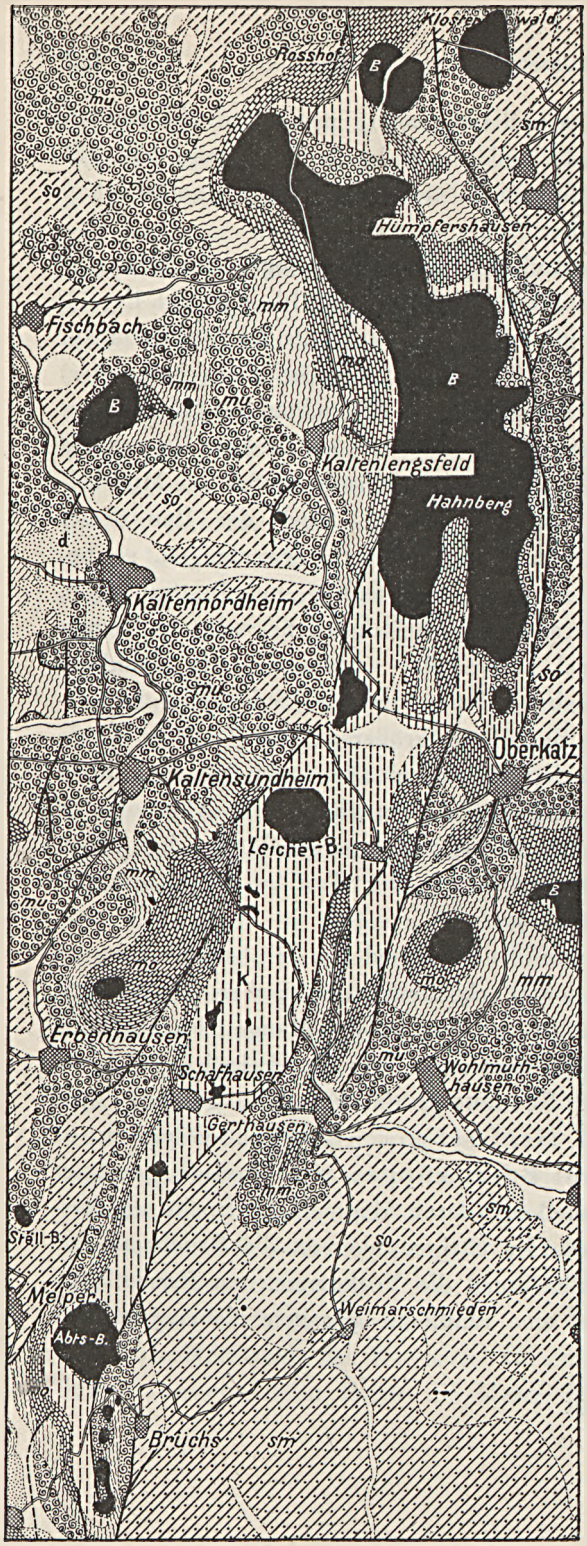
Dem Nordrande des Weyherser Grabens in der Gegend von Kleinsassen laufen ferner die Muschelkalkmulden und -gräben

zwischen Wolferts, Elters und Langenberg parallel, die im Norden sich in einzelne Teilstücke auflösen und teils flexurartig, teils mit beträchtlicheren Verwerfungen an den umgebenden Buntsandstein angrenzen (vergl. Fig. 3).

Ein drittes, größeres Einbruchsgebiet (in geologischem Sinne) inmitten der älteren Trias stellt die Hahnbergmulde dar (vgl. Fig. 1), die von Fladungen ab entlang dem Ostrande der Langen Rhön auf eine Länge von mindestens 20 km in nordnordöstlicher (rheinischer) Richtung verläuft und vorzugsweise aus Schichten des Gipskeupers und Kohlenkeupers besteht, die zuweilen sattelformig angeordnet sind und unter sich vielfach die verschiedenen Stufen des Muschelkalks zum Vorschein kommen lassen. Auch der Bau dieser Mulde wird einerseits von bedeutenderen Verwerfungen, so besonders am Ostrande zwischen Gipskeuper und Buntsandstein, bezw. Muschelkalk, andererseits von Flexuren beherrscht, die Keuper und Muschelkalk normal miteinander verbinden. Am Hahnberg selbst und seiner Umgebung ist unter dem Schutze einer ausgebreiteten Basaltdecke noch eine größere Partie tertiärer Sande und Kiese auf der dislozierten Trias erhalten geblieben, aus deren Lagerung PHILIPPI[1]) mit Recht auf ein vortertiäres Alter der die Hahnbergmulde bestimmenden Verwerfungen geschlossen hat, denen gegenüber die spätere Einmuldung des Tertiärs selbst nur von untergeordneter Bedeutung ist.

Vergleichen wir nun die verschiedenen Grabeneinbrüche in ihren Beziehungen zu den Vorkommen vulkanischer Gesteine mit einander, so fällt zunächst der fast völlige Mangel des Fuldaer Grabens an solchen Gesteinen auf. Nur am Haimberge westlich Fulda liegen nach BLANCKENHORN's Feststellungen auf einer Verwerfungsspalte des Grabens zwischen Gipskeuper und Wellenkalk zwei Basaltkuppen mit schwach geneigter bis senkrechter Säulenstellung, deren Magmen die Spalte als Austrittsweg benutzt haben. Im übrigen aber ist die Bruchzone frei von Basalten, man müßte sonst die Vorkommen am Frauenberge und Kalvarienberge auf eine randliche, parallele Nebenspalte des Grabens beziehen.

[1]) a. a. O., S. 358, 359.



Figur 1.

Die Hahnberg-Mulde.

(Ausschnitt aus den geologischen Blättern Oberkatz, Helmershausen, Hilders und Tann).

Maßstab 1 : 85000.

Zeichenerklärung:

so Röt
mu Wellenkalk
mm Mittlerer Muschelkalk
mo Oberer Muschelkalk
k Keuper
b Tertiär
B Basalt
a Alluvium

Ganz im Gegensatz dazu steht die in nebenstehender Fig. 1 dargestellte Hahnbergmulde. Gleich bei ihrem südlichen Beginn nordöstlich Fladungen wird ihre Hauptverwerfungsspalte bis zum Abtsberge hin von Basaltmassen überlagert und randlich begleitet. Weiterhin treten dann wiederum gemäß dem Verlaufe des Grabens in nordnordöstlicher Reihenfolge in der Umgebung von Schafhausen, Marienhof, am Leichelberg und am Ritterhof Basalte mitten im Keuper auf, und ein kleiner Schlot westlich vom Leichelberg liegt unmittelbar auf der westlichen Verwerfungsspalte des Grabens. Zu einem ausgedehnteren Strome entwickelt sich dann aber der Basalt am Hahnberge, auch die heute isolierten Decken am Roßhof und Klosterwald mögen ehemals mit ihm zusammengehangen haben. Genau entsprechend dem Graben nimmt auch der Hahnbergbasalt einen südnördlichen Verlauf und wird zunächst im allgemeinen von tertiären Schichen unterlagert. Während die östliche Randverwerfung außerhalb des eigentlichen Bereiches der Basaltdecke aufsetzt, verschwindet der westliche Randbruch, nachdem er zuletzt Gipskeuper gegen Tonplatten verworfen, südöstlich Kaltenlengsfeld im Untergrunde des Basaltes.

Für die Frage der Abhängigkeit der Eruptionen von präexistierenden Spalten erscheinen die Lagerungsverhältnisse der Basalte im Bereiche der Hahnbergmulde besonders instruktiv. Mögen diese nun an die nachweisbaren Verwerfungsspalten unmittelbar gebunden sein oder mögen sie dieselben randlich begleiten, in jedem Falle weist doch die mit dem Verlaufe des Grabens und seiner Spalten gleichsinnige Anordnung und Erstreckung der Basaltkuppen und Basaltdecken auf einen ursächlichen Zusammenhang zwischen der präexistierenden Tektonik und den nachfolgenden Eruptionen hin. Ein derartiger Graben ist m. E. doch im ganzen eine Zerrüttungszone, die nicht nur auf die Region der Verwerfungsspalten selbst beschränkt ist. Auch im übrigen werden sich die Schichten bei ihrem Einsturz in ihrem Verbande stärker gelockert haben, worauf ja schon das oft wechselnde und z. T. steilere Schichteneinfallen innerhalb der Gräben hindeutet, ohne daß dabei nennenswerte Verwerfungen entstanden zu sein brauchen.

Ich sehe jedenfalls in dem gegenseitigen, d. h. gleichsinnigen Lagerungsverhältnis zwischen den Basalten und den eingesunkenen und eingemuldeten Schichten der Hahnbergmulde keine Erscheinungen zufälliger, sondern ursächlicher Art. Die Basaltmagmen sind entweder auf den als deutliche Verwerfungen ausgebildeten Randspalten oder auf inneren Spalten des Grabens zu Tage getreten. Daß übrigens Bücking selbst entgegen seiner heutigen Auffassung früher einen ähnlichen Standpunkt vertreten hat, geht aus seinen Erläuterungen zu den Blättern Oberkatz und Helmershausen hervor. In der einen liest man über die Hahnbergmulde auf S. 15 von den Störungen, deren Zusammenhang mit der Entstehung des Rhöngebirges und dem Hervortreten der Basaltmassen außer allem Zweifel stehe, in der anderen auf S. 6: »aus parallel gerichteten, innerhalb des Gipskeupers aber nur schwer nachzuweisenden Spalten mögen die basaltischen Magmen emporgedrungen sein«. Inwieweit randliche Nebenspalten der Hahnbergmulde außerhalb ihres eigentlichen Bereiches das Emporsteigen der Schmelzflüsse begünstigt haben, steht dahin. Immerhin ist in dieser Beziehung die geradlinige und der Hahnbergmulde genau parallele Anordnung der verschiedenen Basaltvorkommen zwischen Melper, Erbenhausen und Kaltensundheim mindestens auffällig (vergl. Fig. 1).

Auch der zweite größere rheinisch streichende Graben der Rhön bei Weyhers und Friesenhausen zeichnet sich durch das Vorkommen einiger kleiner, zumeist schlotförmiger Basalt- und Phonolithkuppen aus, die wiederum in ihrer Verteilung sich dem Verlaufe des Grabens anpassen. Sie liegen durchweg innerhalb der eingesunkenen und zuweilen recht steil lagernden Triasschichten und z. T., wie am Giebelrain und am Enkenberg, nach Bücking's Darstellung unmittelbar auf Verwerfungsspalten. Der Graben läuft im Norden südlich der Oberförsterei Tiergarten mit seinen Röt- und Wellenkalkschichten aus unter einer Schlotbreccie, die neben Buntsandsteinstücken auch solche von Wellenkalk enthält. Das heißt: Gleich den Buntsandsteinstücken sind auch die Gesteinsfetzen von Wellenkalk aus dem im Untergrunde befindlichen Graben mit heraufbefördert, nicht aber stammen sie von einem

Wellenkalkgebirge ab, das einst über dem die heutigen Höhen zusammensetzenden Mittleren Buntsandstein gelegen hat, und der Schlot selbst liegt danach auf einem präexistierenden Scholleneinbruch.

Der südliche Teil der Weyherser Bruchzone südlich der Lutter wird von mächtigerem Diluvium verhüllt, das nur am Rande der westlich angrenzenden Buntsandsteinhöhen vereinzelte Schollen von Muschelkalk und Keuper sichtbar werden läßt. Von diesen Schollen faßt nun Herr Bücking auch die südlich gelegenen bei Altenhof und südwestlich Uttrichshausen als Bestandteile einer prätertiären Grabenbildung auf, dagegen ist er, wenn auch mit einer gewissen Reserve[1]) geneigt, die ganz gleichartigen Schollen bei Ried, Lütter und Steinhof, trotzdem sie größere, zusammenhängende Gesteinspartieen bilden und frei von irgendwelchen Vorkommen vulkanischer Gesteine sind, als viel spätere Schloteinstürze zu deuten und gibt ihnen auf der Karte dementsprechend, wenn auch nur vermutungsweise, eine kreisrunde Begrenzung. Bei der teilweisen Auflagerung diluvialer und alluvialer, vielfach gehängeschuttartiger Bildungen kann ich in dieser Begrenzung nur eine reine Konstruktion sehen, für deren Richtigkeit bei dem Vorkommen von Ried die Terrainformen sicherlich nicht sprechen. Der Einbruch der von mächtigeren Buntsandsteinschuttmassen meist bedeckten jüngeren Triasschichten kennzeichnet sich nämlich an seinem westlichen Ende durch eine deutliche Terrainabflachung gegenüber dem steileren Anstiege des Buntsandsteinhanges, wie man das ja oft bei derartigen tektonischen Scholleneinbrüchen beobachtet, und diese Geländeform setzt sich noch viel weiter über den Bereich des angenommenen »Schlotes« bis zum »Doktorhaus« fort, so daß die eingebrochene Triasscholle westlich durch eine geradlinige, südnördlich streichende, mindestens 1 km lange Verwerfung begrenzt erscheint. Im Süden mag ein Querbruch die Scholle gegen Mittleren Buntsandstein abschneiden, oder es

[1]) Diese Reserve drückt Bücking aus mit den Worten »wenn man nicht etwa annimmt, daß sie aus einer vorbasaltischen Grabenbildung herrühren, von der man jetzt nichts mehr sehen kann«. Daß man von der Grabenbildung nichts weiter sieht, liegt eben an der diluvialen Bedeckung! Genau so wie weiter im Süden, bei Altenhof und Uttrichshausen, wo nun aber auf einmal die Schollen echte Grabenbildungen darstellen sollen.

kann ebensogut der westliche Randbruch auch hier noch fortsetzen, denn die Gehängeschuttmassen des Buntsandsteins entziehen die anstehenden Schichten auch hier der Beobachtung.

Aber noch eine andere Überlegung spricht für meine Annahme von der tektonischen Natur sämtlicher jüngerer Triasschollen in diesem Gebiete. Im ganzen Bereiche des Kartenblattes Weyhers wird nämlich die alte, präbasaltische, bezw. prämiocäne Landoberfläche, soweit sie außerhalb der Gräben nachweisbar ist, von älteren Schichten der Trias, Röt oder Chirotheriensandstein, gebildet. So liegt im Westen das von den Basaltdecken des Almusküppels und Rippberges geschützte Tertiär auf Röt bezw. Chirotheriensandstein, die aus einer Basaltdecke mit Phonolithdurchbruch bestehende Dalherda-Kuppe im Südosten ruht auf Röt, der durch seine z. T. radiale Säulenstellung sich als Rest einer primären Kuppe charakterisierende Motzküppel im Norden ist Chirotheriensandstein und Röt aufgesetzt, und unweit davon beim Gehöft Wissigtu liegt noch ein größerer Braunkohlenquarzit als letzter Rest der ehemaligen Tertiärdecke gleichfalls auf der Grenze von Röt und Chirotheriensandstein. Soll nun gerade im Bereiche der eingestürzten Muschelkalk-Keuperschollen die alte Landoberfläche noch lokal von dem jüngeren Triasgebirge bis zum Gipskeuper bedeckt gewesen sein und sollen nun gerade an diesen Stellen die Schlote nachträglich durchgeblasen sein und die Schollen von oben her tief in sich aufgenommen haben? Das wäre doch ein sonderbarer Zufall, und zum mindestens müßte es für Herrn Bücking unwahrscheinlich sein, der doch der alten Landoberfläche mehr den Charakter einer gleichmäßig eingeebneten Peneplain zuschreibt.

Nach alledem fasse ich die jüngeren Triasschollen folgerichtig samt und sonders als Bestandteile ein und derselben Bruchzone auf, die, ein wenig nach Westen verrückt, die südliche Fortsetzung des Weyherser Grabens bildet und die, beiläufig bemerkt, auch mit dem Aufstiege der Kohlensäuerlinge von Memlos, Lütter und Weikardshof in ursächlichem Zusammenhang stehen dürfte.

Die weitere Konsequenz meines Standpunktes ist natürlich, daß ich auch die auf der östlichen Seite des Grabens südlich Schmalnau mit einem schlotförmigen Basaltdurchbruch in Ver-

bindung stehende Trochitenkalk-Tonplatten-Scholle als tektonisch und präexistierend ansehe. In der südnördlichen Streichungsrichtung befindet sich außerdem auf der Südseite ein zweiter Basaltschlot am Steinküppel, und auf der Nordseite nördlich Schmalnau setzt die östliche Randverwerfung der Bruchzone zwischen Röt und älterem Mittleren Buntsandstein auf, so daß die Bemerkung Bücking's: »vielleicht ist sie (die Verwerfung) nach den Basaltdurchbrüchen hin gerichtet« die Ursache der Lagerungsverhältnisse in der richtigen Weise andeutet: die beiden als Schlote anzusprechenden Basalte liegen auf der Randspalte des prätertiären Grabens, an der teils Röt, teils Mittlerer Buntsandstein, teils Oberer Muschelkalk abgesunken ist.

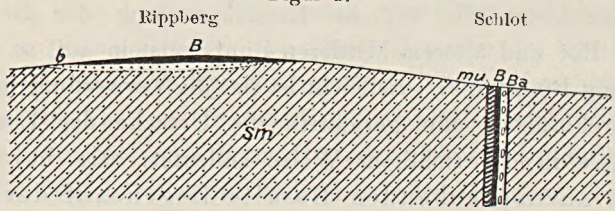
Als die letzten Ausläufer der Weyherser Bruchzone dürften nach den Aufnahmen von v. Seyfried[1]) die vortertiären Triaseinbrüche weiter im Süden in der Gegend von Oberzell und Altengronau anzusehen sein, über denen eine größere Anzahl von Basaltdecken, z. T. mit tertiärer Unterlage, sich ausbreiten und damit nach v. Seyfried gleichfalls eine nachweisbare Abhängigkeit von präexistierenden Spalten bekunden.

Ich sprach oben schon davon, daß die präbasaltische, bezw. prämiocäne Landoberfläche am Rippberge und am Motzküppel von Chirotheriensandstein gebildet wird, und diese Tatsache ist für mich mit entscheidend, daß die in unmittelbarer Nachbarschaft unterhalb am Hange auftretenden Wellenkalkvorkommen an der Straße südlich Rothemann, bezw. am Seeshof nur präbasaltisch, d. h. tektonische Einbrüche sein können, und daß der mit dem ersteren Wellenkalkvorkommen verknüpfte Basaltschlot an eine präexistierende Spalte gebunden ist, nicht aber umgekehrt im Sinne Bücking's die Veranlassung zu dem Einsturz des Wellenkalks gegeben hat. Gerade dieses

[1]) Vergl. v. Seyfried, Bericht über wissenschaftliche Ergebnisse. Dieses Jahrbuch für 1904, S. 592 ff. Die Aufnahme der fraglichen Blätter Oberzell und Altengronau sind noch nicht veröffentlicht, liegen aber bereits im Farbenandruck im Archiv der Königl. Geolog. Landesanstalt vor und sind von mir mit gütiger Genehmigung des Autors eingesehen worden.

Vorkommen veranschaulicht sehr schön den prinzipiellen Unterschied unserer beiderseitigen Auffassungen, und ich habe es deshalb in folgendem Profil zur Darstellung gebracht:

Figur 2.



Maßstab 1:25000.

sm Mittlerer Buntsandstein .	b Tertiär
mu Eingestürzte Triasschollen, zu oberst aus Wellenkalk bestehend	B Dichter Basalt
	Ba Schlotbreccie

Die Lagerung des Tertiärs und Basaltes auf Chirotheriensandstein am Rippberge beweist, daß die jüngeren Triasschichten bereits in vortertiärer bezw. vormiocäner Zeit abgetragen waren, und daß der am Hange des Berges an einen Basaltschlot gebundene Wellenkalkeinbruch ebenfalls prätertiär und damit tektonisch ist, oder mit anderen Worten, daß der Basalt des Schlotes auf einer präexistierenden, mit Wellenkalk erfüllten Spalte emporgedrungen ist.

Die Darstellung des Wellenkalkvorkommens am Seeshof erscheint mir überdies etwas problematisch. Denn genau in der Fortsetzung der Längsachse der nach meiner Beobachtung nicht gleichmäßig rundlichen, sondern mehr gestreckten Scholle liegt auf der südlichen Seite eine Wiesensenke, auf der nördlichen Seite eine breite, kesselartige Vertiefung, die durchaus den Eindruck tektonischer Entstehung macht. Anstehender Buntsandstein ist nicht zu sehen, und es dürfte sich oberflächlich auch zumeist um zusammengeschwemmte Schuttmassen handeln. Aber selbst wenn Mittlerer Buntsandstein anstehend sein sollte, so ist damit doch noch nicht gesagt, daß der Einbruch nicht im Mittleren Buntsandstein selbst weiter fortsetzt. Herr Bücking ist ja immer bestrebt, derartige in der Rhön öfters zu beobachtende kleine Wellenkalkpartieen als rundliche, in sich abgeschlossene Schollen inmitten des Mittleren Buntsandsteins darzustellen und als Schlotausfüllungen zu deuten, ohne dabei die Frage zu erwägen, ob die an-

grenzenden Buntsandsteinschichten nicht etwa selbst noch mitverworfen sind und nicht ebenfalls noch dem Grabeneinbruch angehören. Die Unmöglichkeit, dies bei der gleichförmigen Beschaffenheit des ja mehrere 100 m mächtigen Buntsandsteins zu erkennen, ist doch noch kein Beweis für die Richtigkeit der BÜCKING'schen Darstellung. Meine gegenteiligen Beobachtungen, daß derartige Schollen so oft eine gestreckte Form zeigen, machen mich jedenfalls skeptisch und lassen mich von vornherein eher vermuten, daß es sich um tektonische Einstürze handelt, zumal wenn sie, wie dies wiederholt der Fall ist, mit vulkanischen Gesteinen überhaupt nicht in Verbindung stehen.

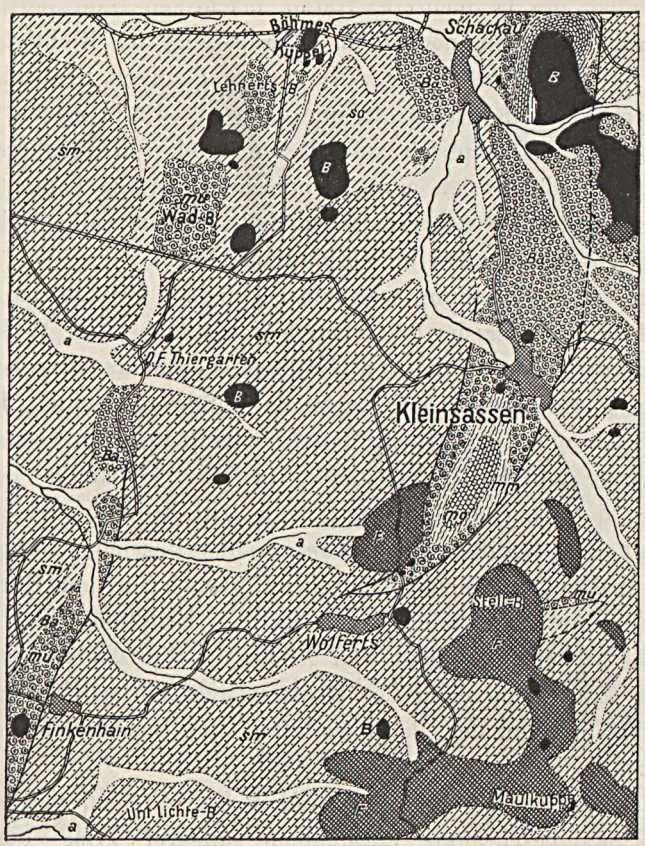
In dieser Beziehung war mir bei meinen Studien im Gebiete von Hersfeld, über die ich schon berichtet habe, ein Wellenkalkvorkommen in der Nähe von Gerterode besonders interessant, das ich des Vergleichs wegen nochmals anführen möchte. Dasselbe liegt hoch oben auf einem Buntsandsteinplateau in Gestalt einer langgestreckten Partie vollständig isoliert. Genau in der Fortsetzung der Längsachse dieser Scholle tritt dann aber etwa 100 m entfernt der Basalt der Haukuppe auf. Bezeichnete nun diese Wellenkalkscholle einen vulkanischen Einbruch (im Sinne BÜCKING's), so müßte sie doch mindestens mit dem Eruptionsschlot in Verbindung stehen. Sie liegt aber isoliert im Buntsandstein und kann nur als Ausfüllung einer den Buntsandstein durchziehenden Spalte aufgefaßt werden, der dann weiterhin der Basalt der Haukuppe aufsitzt.

Ich möchte dabei noch besonders hervorheben, daß wir derartige lokal beschränkte Vorkommen jüngerer Trias- oder Jura-Gesteine inmitten älteren Gebirges ja auch wiederholt in unserem an vulkanischen Eruptionen völlig freien nordwestdeutschen Schollengebirge antreffen und sie natürlich nur als Einbrüche längs tektonischer Spalten ansehen können.

Trotz alledem will ich aber die Möglichkeit nicht bestreiten, daß derartige Wellenkalkpartieen auch einmal Schloteinstürze (im Sinne BÜCKING's) darstellen können, wie vielleicht die in der SO.-Ecke des Blattes Sondheim inmitten des Buntsandsteingebirges anscheinend ziemlich regellos zerstreuten Wellenkalkmassen, die

Bücking besonders hervorhebt, die ich aber leider nicht mehr Gelegenheit fand zu besuchen.

Figur 3.



Maßstab 1 : 40000.

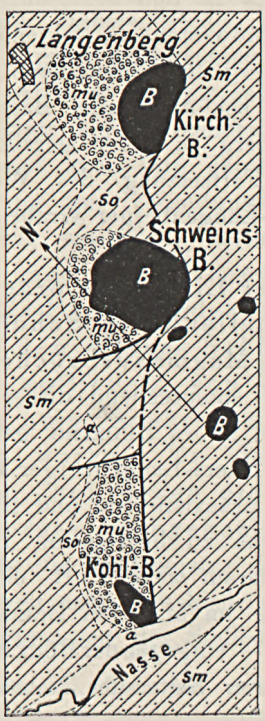
Die Grabeneinbrüche mit ihren Basalten und Phonolithen in der Umgebung von Kleinsassen.

Ausschnitt aus dem geologischen Blatt Kleinsassen (mit geringfügiger Abänderung am Stellberg).

sm	Mittlerer Buntsandstein	k	Keuper
so	Röt	B	Basalt
mu	Wellenkalk	Ba	Schlotbreccien
mm	Mittlerer Muschelkalk	P	Phonolith
mo	Oberer Muschelkalk	a	Alluvium

Wie der Weyherser Graben, so werden auch die in der Nähe seines Nordendes aufsetzenden und ihm parallel laufenden Gräben von Kleinsassen und zwischen Elters und Langenberg von einer Reihe von vulkanischen Decken und Schloten begleitet (vergl. nebenstehende Fig. 3). Nördlich Wolferts ist ein Phonolith unmittelbar an die westliche Randspalte gebunden, und nördlich Kleinsassen breiten sich auf dem Graben in seinem ganzen Umfange gewaltige Massen von Tuffbreccien aus, in denen wir mit BÜCKING die Reste eines alten Kraters zu erblicken haben, und an die sich dann am Ziegenkopf und Schnackenberg zu beiden Seiten der Grabenrandspalte eine einheitliche Basaltdecke anschließt.

Desgleichen hat die östliche Randspalte des Grabens zwischen Elters und Langenberg den Aufstieg basaltischer Magmen an drei Stellen, anscheinend in drei



Figur 4.

Der Elters-Langenberger Graben mit seinen Basaltdurchbrüchen.

Ausschnitt aus dem geologischen Blatte Kleinsassen.

sm Mittlerer Buntsandstein
so Röt
mu Wellenkalk
B Basalt
a Alluvium

Maßstab 1:25000.

Schlotröhren, ermöglicht bezw. begünstigt, wie die Fig. 4 zeigt. Aus dieser Figur geht zugleich hervor, daß sich der Graben in zwei Teilstücke auflöst, die durch Längs- und Querbrüche vom benachbarten Buntsandstein abgeschnitten werden, denn, wie oben schon erwähnt, dürfte die Zusammenschrumpfung des Röts auf ein so schmales Bändchen an der Westseite dafür sprechen, daß auch hier keine störungslose Flexur, sondern eine Randverwerfung vorhanden ist.

Diese Form der auch nach Bücking immer noch tektonischen Grabenbildung leitet dann über zu den benachbarten isolierten Schollen von Chirotheriensandstein und Muschelkalk, die, in Verbindung mit Basalten, inmitten von älterem Mittleren Buntsandstein nordöstlich Bahnhof Biberstein auftreten, und von denen die letztere nach Bücking trotz ihres erheblichen Umfanges wieder einen Einsturz in eine Explosionsröhre aus einer einstmals bedeutenderen Höhe darstellen soll. Es ist nun bezeichnend, daß diese Schollen mit den nach Südsüdwesten zu folgenden Basalten am Böhmer Küppel und Wadberg und andererseits mit den nach Nordnordosten zu folgenden schlotförmigen Basaltdurchbrüchen bei Wittges und am Sandberg in einer geraden Linie sich befinden, die als nördliche Fortsetzung des Weyherser Grabens erscheint und dem Elters-Langenberger Graben genau parallel läuft.

Ich sehe deshalb in dieser Linie eine präexistierende Spalte, längs deren stellenweise Schollen einbrüche und in späterer Zeit Magmaausbrüche stattgefunden haben. Natürlich sind entsprechend dieser Auffassung die Schollen anders darzustellen als es Bücking getan und analog denjenigen der benachbarten Elters-Langenberger Muschelkalkmulde, die ja auch Bücking als präexistierend und tektonisch ansieht, durch Längs- und Querbrüche zu begrenzen. Daß derartige Querbrüche vorhanden sind, darauf weist z. B. eine nordwestlich Schackau hart an der Bahn im Mittleren Buntsandstein auftretende Wellenkalkscholle hin, die — entgegen der Bücking'schen Darstellung — noch auf der anderen Seite des Nebentälchens weiterhin fortsetzt und damit eine langgestreckte Form annimmt,

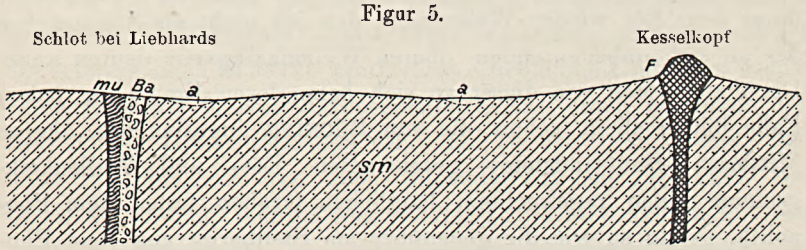
deren Achse genau auf den südlichen Rand des großen Muschelkalkeinbruchs und den mit ihm in Verbindung stehenden Basaltdurchbruch gerichtet ist.

Einige längere Ausführungen widmet Herr Bücking in seiner Erwiderung[1]) an mich den Röt- und Wellenkalkeinbrüchen, die am Rande der Phonolithmassen der Milseburg und des Stellberges (vergl. Fig. 3) heraustreten. Daß der Wellenkalk am Westhange der Milseburg nicht regelmäßig von Röt, der auf der Karte als ein nur 1—2 mm breites Bändchen erscheint, und Chirotheriensandstein unterlagert wird, scheint Herr Bücking wohl selbst nicht mehr anzunehmen. Der Chirotheriensandstein ist überhaupt nicht vorhanden, statt dessen folgt nach unten zu unter dem Röt wieder Wellenkalk, den ich nicht als Absturz von der an sich unbedeutenden oberen Wellenkalkpartie deuten kann. Doch abgesehen von dieser an sich belanglosen Frage, in jedem Falle bilden allein schon die von Bücking inmitten des älteren Mittleren Buntsandsteins gezeichneten Röt- und Wellenkalkgesteine einen regelrechten, länglichen Graben unter dem Phonolith, genau so wie die gegenüber am Stellberge aus dem Phonolithschutt heraustretenden Partieen von Röt und Wellenkalk, wenn man auch ihre genauere Umgrenzung infolge der Schuttbedeckung nur vermutungsweise angeben kann (vergl. Fig. 3). Und ich wiederhole nochmals: Diese Schollen können schon aus dem Grunde keine Schloteinstürze sein, weil die Phonolithdecken im übrigen in der Nachbarschaft den älteren Schichten des Mittleren Buntsandsteins aufliegen, von denen die jüngeren Triassedimente beim Ausbruche der Phonolithe bereits abgetragen waren. Es sind also präexistierende kleine Gräben, auf denen die Laven der Milseburg und des Stellberges hochgekommen sind. Daß im übrigen Herr Bücking die Deckennatur der so stark zerlappten und viele Kilometer weit nach verschiedenen Richtungen hin sich ausbreitenden Phonolithmassen des Stellberges, Eselbrunn und der Maulkuppe

[1]) Bücking, Über vor- und nachbasaltische Dislokationen usw., a. a. O. S. 120—121.

nicht für ganz einwandfrei hält, ist mir durchaus unverständlich. Strikt bewiesen wird dies aber außerdem durch die, wie schon erwähnt, aufrechte Stellung der Phonolithsäulen an der Steinwand. Auch den am Westfuße der Milseburg im Mittleren Buntsandstein isoliert liegenden, umfangreicheren Wellenkalkkopf des Lindenküppels kann ich, zumal bei dem Mangel jeglichen vulkanischen Gesteins, nur als einen tektonischen Einbruch deuten, und daß auch noch andere Verwerfungsspalten unter den Phonolith der Milseburg setzen, zeigt die unmittelbare Nachbarschaft von Röt und älterem Mittlerem Buntsandstein bei Fehlen des Chirotherien- und Bausandsteins am nordwestlichen Rande des Phonoliths.

Figur 5.



Maßstab 1 : 25000.

sm Mittlerer Buntsandstein	Ba Schlotbreccie
mu Eingestürzte Triasschollen, zu oberst aus Wellenkalk und Röt bestehend	F Phonolith
	a Alluvium

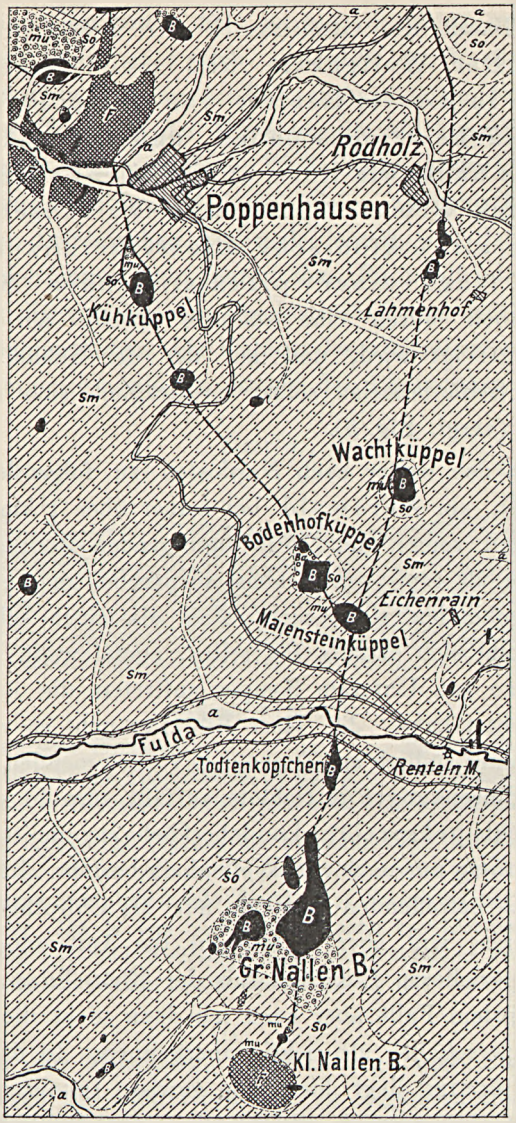
Die völlig fächerartige Stellung der Phonolithsäulen am Kesselkopf kennzeichnet diesen Phonolith als primäre Kuppe und das aus den älteren Schichten des Mittleren Buntsandsteins bestehende Terrain der Umgebung als präbasaltische Denudationsfläche. Die in dem benachbarten Schlot von Liebhards eingeschlossenen Fetzen von Röt- und Wellenkalk sind daher ebenfalls als präbasaltische Einstürze in eine tektonischen Spalte anzusehen, an die der Schlot selbst gebunden ist.

Wie an der Milseburg, am Stellberge und Eselsbrunn, so überlagern auch die nach Nordosten zu folgenden Phonolithe bei Harbach und Unter-Rupsroth die älteren Schichten des Mittleren Buntsandsteins, von denen besonders der letztere durch seine idealfächerförmige Säulenstellung sich als primäre Kuppe auf der aus unterem Mittleren Buntsandstein bestehenden präbasaltischen Denudationsfläche charakterisiert. Erst weiter im Norden bildet

unter dem Basalt des Grubenhauck der Röt die hangendsten Schichten. Der Wellenkalk und meist auch der Röt waren also in diesem Gebiete von der präbasaltischen Landoberfläche verschwunden, und in Rücksicht darauf liegt es nahe, die Röt- und Wellenkalkmassen des inmitten des Gebietes gelegenen Vulkanschlotes von Liebhards als tektonische Einstürze anzusehen, als Einstürze längs einer präexistierenden Spalte, die außerdem noch durch eine stärkere Quelle am Rande des Schlotes angezeigt wird, und auf der der Schlot mit seinen basaltischen Schlotbreccien selbst nachträglich sich seinen Weg gebahnt hat (vergl. Fig. 5).

Daß ich den weiter nach Nordosten zu folgenden Röt-Wellenkalkstreifen am Aurawald bei seiner über 1 km langen Erstreckung und seiner nur 75 m betragenden Breitenausdehnung nach wie vor als typischen Graben anspreche, an die zwei kleine Phonolithe gebunden sind, nicht aber als einen schlitzförmigen Schlot, versteht sich danach von selbst, zumal wenn sogar dabei noch Gesteine von Unterem Keuper auftreten, die ich allerdings nicht beobachtet habe. Ja, Herr Bücking geht so weit, daß er selbst die weiter südlich am Tannenfels vorkommenden Gipskeuperpartien als Einsenkungen in Schlote auffaßt, obwohl sogar die von Tertiär bedeckte prätertiäre Landoberfläche am unmittelbar benachbarten Ehrenberg nur noch aus Wellenkalk besteht. Ich selbst habe nun zwar die betreffenden Gesteine nur als Chirotherienschichten deuten können, will aber gleichwohl die Auffassung Bücking's bei seiner spezielleren Lokalkenntnis der Rhön-Trias gern akzeptieren. In jedem Falle aber kann ich dann nicht die Schlotnatur der Gipskeuperschollen als richtig anerkennen. In der Auffassung des Herrn Bücking liegt hier eine gewisse Inkonsequenz, wenn er, der sonst eine ziemlich gleichmäßige präbasaltische Peneplain ohne erhebliche Niveauunterschiede voraussetzt, in solchen Fällen dann plötzlich eine ganz lokale Erhöhung der alten Landoberfläche und eine ganz lokale Bedeckung durch jüngere Triassedimente annimmt, um daraus die Einbrüche jungtriassischer

Figur 6.



Maßstab 1 : 50000.

Die Basalt- und Phonolithvorkommen und ihre Eruptionsspalten zwischen Poppenhausen und Gersfeld.

Ausschnitt aus dem geologischen Blatte Gersfeld, ergänzt und berichtigt nach eigenen Beobachtungen und eigener Auffassung.

sm Mittlerer Buntsandstein	Ba Basaltbreccien
so Röt	F Phonolith
mu Wellenkalk	a Alluvium
B Basalt	

Schichten auf vulkanischem Wege abzuleiten, während ich sie umgekehrt für tektonische und präexistierende Einbrüche ansehen muß, die der präbasaltischen Denudationsfläche bereits angehörten, und damit die Verhältnisse in ungezwungenerer Weise zu erklären glaube.

Ein besonders instruktives Beispiel für den genetischen Zusammenhang zwischen Scholleneinbrüchen, Spalten und Eruptionen bieten die Vorkommen zwischen Gersfeld und Poppenhausen, die ich schon in meiner letzten Arbeit erwähnt habe, die ich aber der Vollständigkeit halber nochmals unter Beigabe einer geologischen Skizze (Fig. 6) ausführlicher behandeln möchte. Von diesen verschiedenen Basaltvorkommen zeichnen sich diejenigen am Kühküppel, Maiensteinküppel, Wachtküppel und nordwestlich vom Lahmenhof durch die Verbindung mit stark zerrütteten Röt- und Wellenkalkschollen oder Wellenkalkbrocken aus, die Bücking wiederum als Ausfüllungen nachträglich abgetragener Schlote ansieht. Nun ist aber die Bücking'sche Kartierung am Kühküppel insofern nicht ganz zutreffend, als die nur unmittelbar am Rande des Basaltes gezeichneten Röt-Wellenkalkgesteine sich noch viel weiter am Hange hinunterziehen, von denen der Wellenkalk geradezu als kleines Küppchen aus der Umgebung herausspringt. Die von Bücking bei der Milseburg beliebte Deutung als »Gehängerutschung« kann in diesem Falle nicht in Betracht kommen, da die obere Wellenkalkpartie am unmittelbaren Rande des Basaltes zu winzig ist, um Gehängeschuttmassen oder gar »abgerutschten Wellenkalk« geliefert haben zu können. Die Röt-Wellenkalkschichten bilden danach keine dem Basalt eng angeschmiegte rundliche Scholle, sondern gemäß meiner Darstellung in Fig. 6 einen nach unten zu sich zuspitzenden, langgestreckten Graben von südnördlicher Richtung inmitten des älteren Mittleren Buntsandsteins. Eine ähnliche längliche Form lassen desgleichen die Wellenkalkmassen erkennen, die zusammen mit zerrütteten Rötpartieen sich in südnördlicher Richtung an den Basalt des Wachtküppels anschließen. Dagegen besteht das Wellenkalkvorkommen am Basalt des Lahmenhofs nur aus einzelnen Gesteinsstücken, die im Tuff an der Südseite der Kuppe eingeschlossen sind, und auch am Maiensteinküppel scheint

es sich nur um einzelne Bruchstücke von Wellenkalk an seinem nordwestlichen Rande zu handeln.

Hinsichtlich ihrer geologischen Erscheinungsform bilden ferner die Basalte am Großen Nallenberge, am Totenköpfchen und der Phonolith bei Poppenhausen in seinem nördlichen Ausläufer typische, südnördlich verlaufende Gänge, die mit den übrigen Basalten, mit den ebenfalls südnördlich gerichteten Gräben jüngerer Triasschichten und schließlich mit der nach Bücking nördlich Rodholz zwischen Röt und älterem Mittleren Buntsandstein bestehenden Verwerfungsspalte auf ein und denselben Linien liegen. Auch das zwischen dem Großen und Kleinen Nallenberge im Röt liegende Wellenkalkvorkommen würde ich, da es zusammen mit dem angrenzenden Basaltküppchen wiederum genau in der Fortsetzung dieser Linie liegt, nicht als abgerutschten Wellenkalk, sondern als Ausfüllung eben dieser Spalte auffassen. Sollen nun diese durchaus gleichmäßige Anordnung und Richtung der verschiedenen, z. T. gangförmigen Basalte und andererseits der eingebrochenen Triasschollen reine Zufälligkeiten sein? Nein, alle diese verschiedenen Momente lassen sich ungezwungen nur so erklären, daß hier inmitten des Mittleren Buntsandsteins präexistierende, im Maiensteinküppel zusammentreffende Spalten vorliegen, in denen bei ihrem tektonischen Aufbruch in präbasaltischer Zeit stellenweise Schollen des jüngeren Triasgebirges von oben her einsanken, und auf denen später nach Abtragung dieser jüngeren Triasschichten Basalt- und Phonolitheruptionen stattfanden. Die Eruptionskanäle selbst waren teils langgestreckt, d. h. gangförmig, teils rundlich, schlotförmig und, wie die bisweilen — am Maiensteinküppel, beim Lahmenhof und am Totenköpfchen — vorkommenden Basaltbreccien zeigen, wurden die Ausbrüche eingeleitet durch Gasexhalationen, die die Lava und das hangende Deckgebirge zersprengten und auf diese Weise die vorhandenen Spalten zu Ausbruchskanälen erweiterten. Selbstverständlich können auf solchen einmal bestehenden tektonischen Spalten, d. h. Zerrüttungslinien der Erdrinde, »kunterbunt«, wie Herr Bücking sich ausdrückt, und in den verschiedenen

Perioden der Eruption Feldspatbasalt, Hornblendebasalt, Nephelinbasalt und Phonolith heraustreten.

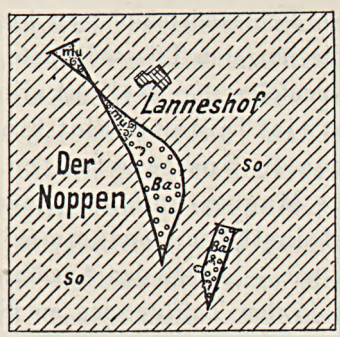
Trotz der tektonischen Natur der näher bezeichneten Röt-Wellenkalkschollen könnten gleichwohl die heute rundlich erscheinenden Basalte abgetragene Schlote (im Sinne BÜCKING's) sein. Die Scholleneinbrüche wären dann eben in ihrem hangenden Teil mitabgetragen. Aber ich glaube auch das nicht. Denn zufällig befindet sich in dem Basalt auf der Höhe nordwestlich Lahmenhof ein kleiner Aufschluß, in dem seine Säulen in schräger Stellung nach aufwärts streben und z. T. sogar nahezu senkrecht stehen. Nun wissen wir aber, daß gemäß dem Gesetze der Abkühlung die Säulen in der Tiefe eines Schlotes wagerecht liegen oder wenigstens von einer Mittellinie aus fächerförmig angeordnet sind; auch in der Rhön sind ja derartige flach gelagerte Basaltsäulen in abgetragenen Schloten und Gängen gelegentlich zu beobachten. Daß der Basalt mit seinen im Tuff eingeschlossenen Wellenkalkbrocken bei Lahmenhof so wie so einer Spalte, und zwar der östlichen der beiden Spalten, aufsitzt, wurde ja vorhin bereits ausgeführt. Die geneigte bis senkrechte Stellung seiner Säulen ist mir nun ein weiteres Anzeichen dafür, daß es sich um keinen abgetragenen Schlot, sondern um die primäre Kuppe eines Schlotes bezw. um den Rest einer Kuppe auf dem Buntsandsteinplateau handelt, von dem zur Zeit der Eruption die jüngeren Triassedimente schon abgewaschen waren, und daß demzufolge die Wellenkalkstücke nicht bei der Eruption erst tief in den Schlot hinabstürzten, sondern bereits vorher die Spalte erfüllten, aus der sie umgekehrt durch das Magma und seine Gase mit den sonstigen Buntsandsteinstücken zusammen heraufbefördert wurden, genau so, wie — gemäß den Ausführungen auf S. 430 — die Wellenkalkfetzen in den Tuffbreccien am Nordrande des Weyherser Grabens südlich der Oberförsterei Tiergarten.

In diesen beiden Fällen ermöglichten also Lagerungsverhältnisse und Aufschlüsse den Nachweis, daß die von Basalttuffen eingehüllten Wellenkalkbrocken, wie sie auch sonst noch in der Rhön des öfteren anzutreffen sind, aus einer Spalte herrühren, die bereits

vor der Eruption vorhanden war, und man wird zugeben müssen, daß diese Deutung auch bei anderen gleichartigen Vorkommen angewandt werden kann gegenüber der Bücking'schen Auffassung, nach der derartige Fetzen jüngerer Schichten stets aus einem bedeutend höheren Niveau tief in die Explosionsröhre hinabgesunken und hierselbst nach Abtragung des hangenden Gebirges erhalten sein sollen.

Als typisches Beispiel für elliptisch geformte Schlote beschreibt Herr Bücking sowohl in den Erläuterungen zu Blatt Fulda wie in seiner Erwiderung an mich den besonders gut aufgeschlossenen Noppen östlich Fulda des Näheren. Der petrographischen Schilderung habe ich nichts Wesentliches hinzuzufügen. Es sind Tuffbreccien mit wirr darin verkneteten Brocken und auch größeren Blöcken von Röttonen, Wellenkalk, Mittlerem Muschelkalk, Trochitenkalk und Tonplatten. Dazwischen kommen auch zusammenhängende, stark zerrüttete Schollen von Wellenkalk vor. Dagegen kann ich nach meinen Beobachtungen die kartographische Darstellung des Noppen, wie sie das neuerdings erschienene Blatt Fulda zeigt, nicht für zutreffend halten.

Figur 7.



Maßstab 1 : 25000.

Die von Basaltbreccien nachträglich durchsprengten Grabeneinbrüche des Noppen bei Fulda.

so Röt
mu Einheitliche Schollen von Wellenkalk
Ba Basaltbreccien von Schollen und Gesteinsstücken der verschiedenen Muschelkalkstufen, sowie des Röts durchsetzt.

Der »elliptische Schlot« BÜCKING's, als Schlotbreccie mit umgebendem Wellenkalkmantel gezeichnet, löst sich nach meiner Kartierung, wie ich sie in Fig. 7 skizziert habe, in zwei südnördlich oder annähernd südnördlich verlaufende, kleine, schmale Gräben auf, die durch anstehenden Röt (bunte Röttone mit Rötquarziten) von einander getrennt werden, wie er auch sonst in der weiteren Umgebung auftritt. Der kleinere östliche Graben scheint durch einen Querbruch in voller Breite im N. abgeschnitten zu werden, der größere dagegen läuft, über den Bereich des BÜCKING'schen Schlotes hinaus fortsetzend, allmählich spitz zu und enthält vor allem in seinem nördlichen Zipfel zusammenhängende Wellenkalkmassen, und genau in der Fortsetzung dieses nördlichen Zipfels liegt inmitten des Röts die von BÜCKING eiförmig gezeichnete Wellenkalkpartie westlich Lanneshof.

Diese Lagerungsverhältnisse vermag ich nur so zu deuten, daß hier zwei von einander getrennte grabenförmige Einbrüche von Muschelkalk vorliegen, und daß durch diese in präbasaltischer Zeit eingesunkenen Muschelkalkpartieen hindurch die Eruption der lockeren basaltischen Auswurfsprodukte (Tuffbreccien) erfolgte, bei der die von vornherein schon zerrütteten Muschelkalkschichten noch stärker zertrümmert und z. T. in Form einzelner Brocken und Blöcke den Tuffen eingebettet wurden. Für das unabhängig von dem »Schlot«, aber genau in der Fortsetzung des größeren Grabens liegende Wellenkalkküppchen westlich Lanneshof ist danach auch wieder eine tektonische Entstehung längs einer Spalte als erwiesen anzusehen.

Überdies spricht für die tektonische Natur und präbasaltische Existenz der Muschelkalkeinbrüche an dem ca. 350 m hochgelegenen Noppen der Umstand, daß im Bereiche des unmittelbar angrenzenden Fuldagrabens die durch das zahlreiche Vorkommen zerstreut liegender Braunkohlenquarzite als prämiocän gekennzeichnete alte Landoberfläche nur noch eine Höhe von etwa 300 m hat, daß im übrigen die Basaltdecken in der Umgebung (am Wisselsröder Küppel, am Kalvarienberge und Rauschenberg) auf Röt, höchstens Wellenkalk bei einer Meereshöhe von 300—420 m liegen, während

am Noppen auch Blöcke von Trochitenkalk und Tonplatten vorkommen, deren Schichten doch sonst außerhalb des Fuldagrabens von der alten Landoberfläche in prätertiärer, sicherlich aber in präbasaltischer Zeit abgetragen waren. Um diese Tatsachen mit seiner Auffassung in Einklang zu bringen, muß also Bücking entgegen seiner sonstigen Ansicht von der gleichmäßigen Einebnung der alten Peneplain auch hier wieder eine lokale Erhebung derselben bis mindestens 500 m und eine lokale Bedeckung derselben durch die jüngsten Muschelkalkstufen an einer Stelle annehmen, an der dann später zufällig der Schlotdurchbruch mit nachfolgendem Scholleneinsturz stattfand.

Auch der andere elliptische Schlot von Traisbach, der vorherrschend aus zerrütteten Schollen von Muschelkalk, Röt, Chirotheriensandstein und Bausandstein mit einigen Tuffpartieen besteht, ist aus ähnlichen Gründen nicht aufrecht zu erhalten. Der »Schlot« wird an seiner Südseite bei Traisbach nicht rundlich begrenzt, wie von Bücking vermutungsweise angegeben, sondern die westliche Grenze verläuft weiter westlich hinter den letzten Häusern des Ortes und stellt sich als regelrechte Verwerfung zwischen Röt und älterem Mittleren Buntsandstein dar. Ebenso liegt über den Bereich des Schlotes hinaus nach N. zu auf dem anschließenden Blatt Hünfeld noch Bausandstein und Röt inmitten der älteren Schichten des Mittleren Buntsandsteins eingesunken[1]). Mit anderen Worten: es ist ein langgestreckter, südnördlicher Graben, durch dessen zerrüttete Muschelkalk- und Buntsandsteinschichten hindurch nachträglich die Eruption in Gestalt lockerer Auswurfsprodukte (Tuffbreccien) erfolgte.

Derartige starke Zerrüttungen der eingesunkenen Schichten, wie sie die zuletzt beschriebenen Grabenbildungen des Noppen und bei Traisbach aufweisen, können wohl den Eindruck hervorrufen, zumal wenn noch die zersprengenden Wirkungen der vulkanischen Explosionen hinzukommen, daß es sich ausschließlich um Einstürze in Schlote handelt. Doch können derartige regellose Lagerungsformen ebensogut doch durch Einstürze in Spalten und Gräben verursacht werden, wie wir es ja auch wiederholt in unserem nord-

[1]) Die Darstellung auf der Grenze der beiden Blätter Fulda und Hünfeld ist danach zu berichtigen.

westdeutschen Schollengebirge beobachten, in dem der Vulkanismus als etwaiges Agens ja von vornherein ausscheidet.

Ein charakteristisches Beispiel in dieser Hinsicht bietet noch das Zusammenvorkommen von vulkanischen Gesteinen, Tuffbreccien und regellosen Muschelkalkversenkungen am Taubenberg und Hugelberg südöstlich Hünfeld, wie es das von BLANCKENHORN bearbeitete Blatt Hünfeld im einzelnen zeigt. Auf einem verhältnismäßig kleinen Raum sind hier mit einander vereinigt Schlotbreccien, Tuffe, Phonolithgesteine und arg zertrümmerte und gegen den angrenzenden Röt und Unteren Wellenkalk verworfene Schollen von Oberem Wellenkalk, Mittlerem und Oberem Muschelkalk. Auf der Höhe des Taubenberges befinden sich aber auf der Grenze von Röt und Wellenkalk noch einige größere Braunkohlenquarzitblöcke als letzte Zeugen der einstmaligen Tertiärbedeckung, und sie weisen darauf hin, daß die jüngeren Muschelkalkschichten schon in vormiocäner Zeit abgetragen waren, daß — entsprechend auch der Auffassung BLANCKENHORN's[1]) — mithin die an diesem Berge auftretenden Schollen einbrüche zur Zeit der Eruption bereits existierten und den vulkanischen Massen den Aufstieg erleichterten, nicht aber Schlotausfüllungen im Sinne BÜCKING's darstellen.

Mit den bisherigen Ausführungen habe ich die bei weitem größte Anzahl der Schollen- und Grabeneinbrüche in der Kuppenreichen und Langen Rhön und ihre Beziehungen zu den mit ihnen in Verbindung stehenden Basalten und Phonolithen geschildert. Mag es sich dabei um größere Gräben oder kleine, isolierte Einstürze jüngerer Gesteine handeln, stets sehe ich in ihnen tektonische Störungen, die nicht erst im Gefolge des Vulkanismus auftreten, die vielmehr präexistierende Erscheinungen, d. h. Erscheinungen der präoligocänen Gebirgsbildung darstellen, und die umgekehrt den vulkanischen Magmen entlang ihren Spalten die Wege zur Erdoberfläche wiesen. Ich komme damit zu einer ähnlichen Auffassung, wie sie schon früher v. KOENEN für andere

[1]) Vergl. Erläuterungen zu Blatt Hünfeld S. 6 ff.

analoge Vorkommen von Schollenein brüchen im nördlichen Vorlande der Rhön vertreten hat, mögen diese Einbrüche erst in jungmiocäner Zeit unmittelbar vor den Basalteruptionen oder, wie wir auf Grund unserer neueren tektonischen Ergebnisse annehmen müssen, schon in präoligocäner Zeit erfolgt sein.

Demgegenüber gebe ich aber gern zu, daß es andererseits auch Schollenein brüche in der Rhön geben mag, die, soweit sie von kleinem Umfang und an nachweisbare Explosionsröhren gebunden sind, Schloteinstürze im Sinne Bücking's darstellen können. Denn ich kann mir wohl vorstellen, daß ebenso wie in klaffende Spalten so auch in offene Vulkanschlote Gesteinsstücke und Gesteinspartieen von oben her einsinken können, wie dies zuerst Branca[1]) in überzeugender Weise von den Weißjura-Schollen der schwäbischen Vulkanembryonen nachgewiesen hat. Für die Rhön kommen derartige Vorkommen vielleicht in Betracht, wie sie Bücking[2]) z. B. vom Weinberg bei Morles und vom Hutberg bei Helmershausen oder wie sie neuerdings Haack[3]) aus der Gegend von Tann beschrieben hat. Es sind dies Schlotbreccien, die, mitten im Röt am Fuße hoher Muschelkalkberge gelegen, in ihren Tuffmassen eine Menge Wellenkalkstückchen einschließen. Es ist sehr wohl möglich, daß in diesen und ähnlichen Fällen die ehemalige Krateröffnung viel höher im Bereiche der Muschelkalkschichten gelegen hat, aus denen die einzelnen Stücke in den Schlot hinabstürzten, während jene selbst durch die spätere Erosion bis auf das heutige Röt-Niveau abgetragen sind. Denn im Bereiche des Flußnetzes der Rhön nehme ja auch ich tiefgehende Erosionen in postbasaltischer Zeit an, bei denen dann natürlich auch etwaige vulkanische Massen zerstört wurden. Die obigen Fälle können also recht wohl in diesem Sinne gedeutet werden, bilden aber unter allen Umständen nach meinen Ergebnissen die Ausnahme gegenüber den tektonischen Einbrüchen und den umgekehrt an diese nachträglich gebundenen Eruptionen.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich auch mit ein paar Worten

---

[1]) Branca, Schwabens Vulkan-Embryonen. Stuttgart 1894.

[2]) Bücking, Über die vulkanischen Durchbrüche usw. a. a. O. S. 279—283.

[3]) Erläuterungen zu Blatt Tann. S. 37 ff.

auf die neuerdings von NAUMANN[1]) beschriebenen Schlotbreccien im Werratale Bezug nehmen, die ebenfalls Brocken von Wellenkalk und Röt führen, in einem Falle sogar nur aus einheitlichen Schollen von Röt und Wellenkalk ohne jedes eruptive Material bestehen, und die der genannte Autor, im Prinzip wenigstens, im BÜCKING'schen Sinne zu deuten versucht. Ich kenne diese Vorkommen vorläufig nicht aus eigener Anschauung, möchte aber dazu bemerken, daß es mir doch von wesentlicher Bedeutung zu sein scheint, wenn NAUMANN entgegen dem grundsätzlichen Standpunkte BÜCKING's diese Vorkommen sowie sonstige Basaltgänge der Gegend auf präexistierende, südnördlich streichende Spalten bezieht, die, wenn einmal vorhanden, die Wellenkalk- und Rötmassen doch ebenso gut von oben her, und zwar dann vor den vulkanischen Ausbrüchen, in sich aufgenommen haben können. Der gegen diese Deutung vom Autor geltend gemachte Einwand, daß ein solcher tektonischer Einbruch jüngerer Triasgesteine sich auf längere Strecke hin als Verwerfung bemerkbar machen müßte, ist mir nicht verständlich. In klaffende Spalten können doch lokal hangende Gesteinspartieen einsinken, ohne daß dabei die Schollen der Erdrinde an dieser Spalte sich gegenseitig verschieben, wie wir es ja denn auch in unserem nordwestdeutschen Schollengebirge öfters zu beobachten Gelegenheit haben, und ein derartiger Spalteneinsturz kann doch ebenso gut eine Zerrüttung der betreffenden Gesteinsschollen im Gefolge haben wie ein Einsturz in einen vulkanischen Schlot. Von diesem Gesichtspunkte aus betrachtet erscheint mir der BÜCKING'sche Standpunkt wenigstens konsequenter. BÜCKING leugnet sozusagen prinzipiell präexistierende Eruptionsspalten und muß dann natürlich derartige isolierte Schollen jüngerer Triasgesteine als Schlotausfüllungen deuten.

Die oben auf S. 443—445 geschilderten Verhältnisse zwischen Gersfeld und Poppenhausen zeigten uns bereits, daß die präexistierenden Eruptionsspalten kenntlicht gemacht werden nicht nur durch etwaige Scholleneinbrüche und ihre Längsrichtung, sondern auch durch ausgesprochene Basalt- und Phonolithgänge, die mit den

[1]) a. a. O. S. 449 ff.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Scholleneinbrüchen auf ein und denselben Linien liegen. Mit solchen gangförmigen Eruptivgesteinen gewinnen wir ein zweites Mittel, Eruptionsspalten in einem Gebiete zu erkennen, das sonst frei von nachweisbaren Verwerfungen ist. Denn wollen wir schon den Schloten und ihren Gasen die Kraft zutrauen, sich durch eine völlig intakte Erdrinde hindurch zu blasen, die geradlinig verlaufenden und so oft nur aus dichtem Eruptivgestein bestehenden Gänge dürften doch wohl auf diese Weise allein nicht zustande gekommen sein. Sie setzen unter allen Umständen irgendwelche Spalten voraus, mögen diese nun klaffend oder geschlossen gewesen sein, auf denen der Schmelzfluß sich seinen Ausweg suchte.

An einer großen Reihe von Stellen in der Rhön sind derartige Gänge, vielfach als mit den Decken in Verbindung stehende Eruptionsstiele, nachzuweisen und von den einzelnen Autoren in den Erläuterungen der Blätter zum großen Teil namhaft gemacht. Die betreffenden Lokalitäten seien hier zunächst kurz aufgeführt: im Gebiete des Blattes Gersfeld die Steinwand, das Totenköpfchen, der Gr. Nallenberg, Simmelsberg, Roßberg, Teufelsberg, Beilstein, Südhang der Eube usw., im Gebiete des Blattes Kleinsassen die Nordseite des Ehrenberges, der Heiligenberg, die Oberbernhardser Köpfe, der Friedenstein, Teufelstein, die Steinwand, der Modenstein, bei Ottersbach, Sieblos usw., im Gebiete des Blattes Tann der Birkenberg, Gr. Hoflar, Katzenstein usw., im Gebiete des Blattes Hilders der Auersberg, Battenstein, Dungberg, bei Rüdenschwinden, Leubach usw. und schließlich im Gebiete des Blattes Sondheim der Gangolfsberg, Rotherberg, Rothekuppe, Heppberg usw.

Vergleichen wir alle diese verschiedenen Gangvorkommen hinsichtlich ihrer Lagerungsform mit einander, so fällt ohne weiteres ihre vorherrschend gleichmäßige rheinische oder südnördliche bezw. annähernd südnördlich mit einem Strich gegen Osten verlaufende Richtung in die Augen. Nur wenige unter ihnen streichen in hercynischem oder südostnordwestlichem Sinne. Wie die meisten tektonischen Gräben und Verwerfungen und die an diese unmittelbar gebundenen Basalte und Phonolithe, so zeigen auch die im einzelnen namhaft gemachten Gänge vorwiegend die sogenannte

Rhönrichtung Emmerich's, die gleich unseren sonstigen rheinisch verlaufenden Störungen und Gräben natürlich tektonischen Ursprungs und ein Produkt der Gebirgsbildung ist. Daß heißt mit anderen Worten: Die erwähnten Gänge und Eruptionsstiele können nur tektonischen, präexistierenden Spalten aufsitzen. Gelegentlich sind es auch wohl deutliche Verwerfungsspalten, so z. B. nach Bücking bei Sieblos, wo die zwischen Röt und Mittlerem Buntsandstein aufsetzende Verwerfung auf den Gang zuläuft und darüber hinaus unter die Basaltdecke des Weiher Berges verschwindet, oder am Gangolfsberg, dessen Gang nach Pröscholdt[1]) — im Gegensatze allerdings zu der Darstellung Bücking's — längs einer Verwerfung zwischen Muschelkalkschichten streicht. In den meisten Fällen aber scheint es sich um keine oder wenigstens keine auffallenderen Verwerfungen zu handeln, sondern es sind nur einfache Bruchspalten in der Erdrinde, auf denen das Magma gangförmig heraufgequollen ist, und selbst winzige Basaltgänge, wie sie z. B. das Kärtchen der Gegend von Gersfeld in Figur 6 auf S. 442 an seinem östlichen Rande zeigt, sind durch die gleiche Südnordrichtung charakterisiert.

Durchaus in Übereinstimmung mit diesem Verhalten der Gänge steht die weitere Erscheinung, daß auch sonst die Basaltströme und Basaltdecken sowohl in der Langen wie Kuppenreichen Rhön, wie schon ein Blick auf die geologischen Karten lehrt, in ihrer Ausdehnung und Anordnung eine deutliche südnördliche Tendenz so oft erkennen lassen. Ich sehe darin nicht zufällige Folgen der späteren Abtragung, die in stärkerem Maße nach meiner Ansicht überhaupt nicht stattgefunden hat, sondern einen ursächlichen Zusammenhang mit im Untergrunde auftretenden Südnordspalten, von denen die Ströme und Decken vorzugsweise gespeist worden sind.

Daß aber auch selbst Bücking die Basalt- und Phonolithgänge auf diese durch tektonische Faktoren bedingte Rhönrichtung zu beziehen scheint, darf man wohl seinen eigenen Worten entnehmen, wie er sie in seiner letzten Notiz noch ausgesprochen hat:

[1]) Pröscholdt, Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der Langen Rhön. Dieses Jahrb. f. 1884, S. 239 ff.

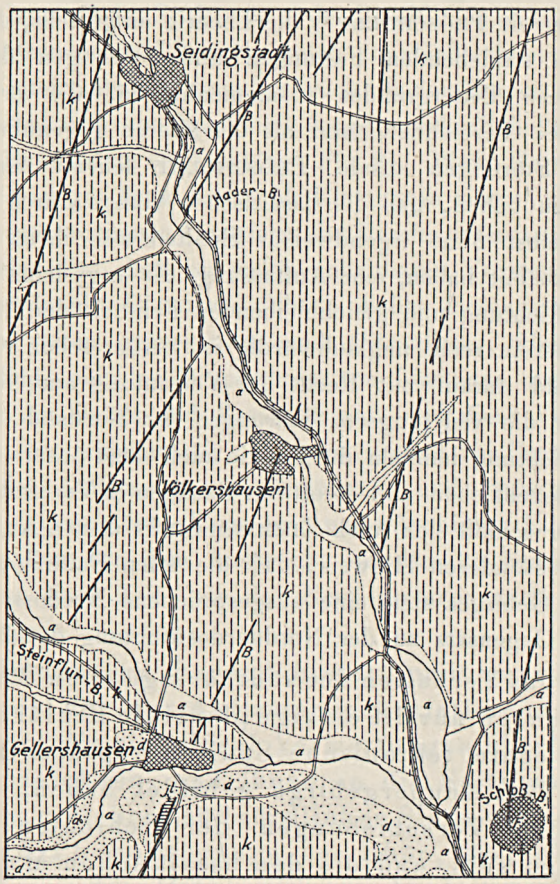
»da die Rhön sich in der Richtung von Süd nach Nord erstreckt, ist es einleuchtend, daß bei derartigen Konstruktionen von vulkanischen Linien oder Achsen der Nord-Süd-Linie, der Emmerichschen »Rhönrichtung«, der ja auch einige wirklich nachweisbare, auffallende Gräben und Spalten, sowie zahlreiche Basalt- und Phonolithgänge parallel laufen, eine besondere Rolle zufallen muß.« Wenn Herr Bücking früher die südnördlichen Störungen und Gräben in der Rhön der Hauptsache nach für postbasaltisch hielt und demzufolge eine Abhängigkeit der Eruptivmassen von präexistierenden Spalten grundsätzlich leugnete, so war das immerhin konsequent. Wenn er aber heute von dieser Ansicht abgekommen ist und ebenfalls die rheinischen Störungen in die präbasaltische oder gar prätertiäre Zeit verlegt, so müßte er doch daraus auch für sich die weiteren Folgerungen ziehen und selbst von seinem Standpunkte aus einen gewissen Zusammenhang zwischen Eruptionen und Dislokationen anerkennen.

Ich möchte aber diesen Gegenstand nicht verlassen, ohne noch auf jene Vorkommen besonders hingewiesen zu haben, die mir für die zuletzt behandelten Fragen besonders klassisch erscheinen und die ich deshalb zwecks näheren Studiums im vergangenen Sommer selbst aufgesucht habe, nämlich die von Beyschlag und Pröscholdt kartierten Basaltgänge und Basaltlinien im südthüringischen Gebiete von Heldburg, Rodach und Römhild[1]). In diesem Gebiete wird das sonst regelmäßig gelagerte und an Verwerfungen freie Keupergebirge durchzogen von einer großen Anzahl schmaler Basaltgänge, die trotz ihrer durchschnittlichen Stärke von nur $^1/_2$—1 m oft viele Kilometer schnurgerade und mit einander parallel in südnördlicher bis nordnordöstlicher Richtung verlaufen (vgl. Fig. 8). Ihr Verhalten wird dadurch noch besonders interessant, daß die Basaltgänge nach längerem oder kürzerem Verlauf plötzlich aufhören und an einer anderen Stelle seitlich davon unter Beibehaltung derselben Richtung wieder aufsetzen. Im allgemeinen springen sie heute nur an den wenigen Stellen über ihre Um-

[1]) Vergl. die Blätter Heldburg, Römhild, Rodach und Räth nebst Erläuterungen (Lief. 60 der geol. Spezialkarte v. Preußen u. angrenz. Bundesstaaten).

gebung merklicher hervor, wo sie sich stockartig erweitern, während einige von ihnen in früheren Zeiten mauerartige Erhebungen gebildet zu haben scheinen und deshalb noch jetzt im Volksmunde

Figur 8.



Maßstab 1 : 50000.

Die auf rheinisch gerichteten Spalten aufgestiegenen Basaltgänge bei Heldburg.

Ausschnitt aus den geologischen Blättern Heldburg und Rodach.

k Gipskeuper	B Basalt	d Diluvium
jl Lias	F Phonolith	a Alluvium

als Höll- oder Teufelsmauern fortleben. Eigentliche Basaltdecken sitzen diesen Gängen nur ganz vereinzelt auf, dürften aber ehemals in mehr oder weniger großem Umfange vorhanden gewesen und später der Abtragung zum Opfer gefallen sein.

Zur Erklärung dieser gleichmäßigen Richtung der Basaltgänge hatte seinerzeit Pröscholdt[1]) die Theorie aufgestellt, daß sie mit nordöstlich streichenden Faltungen und Störungen des tieferen paläozoischen Untergrundes zusammenhingen, die er als »erzgebirgische« bezeichnete und als die älteren gegenüber den hercynischen Störungen ansah. Pröscholdt scheint danach angenommen zu haben, daß die basaltischen Gänge durch das Triasgebirge selbst ohne irgendwelche Spalten sich ihren Weg selbständig gebahnt haben, eine Auffassung, die angesichts der gleichmäßigen Richtung und gleichbleibenden Feinheit der Gänge schon von vornherein recht unglaubwürdig ist. Aber schon v. Koenen[2]) sprach bald darauf mit Recht die Vermutung aus, daß es sich dabei um die viel jüngeren Störungen der Nordsüd- oder Nordnordost-Richtung handeln dürfte, die auch sonst unsere triassischen Gebirge durchziehen und so oft mit Basalten in Verbindung stehen, und später schloß sich auch Zimmermann[3]) dieser Auffassung an mit dem besonderen Hinweis, daß die alten Faltungen des paläozoischen Gebirges stets eine ausgesprochene Nordostrichtung besäßen im Gegensatz zu der Nordnordostrichtung der Basaltgänge.

Für das Verhalten der südthüringischen Basaltlinien bleibt danach nur die einzige plausible Erklärung übrig, daß sie echte tektonische Spalten repräsentieren, die sich in dem Keupergebirge gebildet haben, ohne von merklichen Verschiebungen der Schichten begleitet worden zu sein, und die den basaltischen Magmen den

[1]) Pröscholdt, Geologische und petrographische Beiträge usw., a. a. O. S. 249 und Pröscholdt, Über gewisse nicht hercynische Störungen am Südwestrande des Thüringer Waldes. Dieses Jahrb. f. 1887 S. 341.

[2]) v. Koenen, Über das Verhalten von Dislokationen im nordwestlichen Deutschland. Dieses Jahrb. f. 1885 S. 77.

[3]) Zimmermann, Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. Hildburghausen 1902 S. 473.

Weg zur Erdoberfläche gewiesen haben. Daß aber bei der Bildung der Spalten das Keupergebirge auch außerdem noch in seiner Lagerung in gewissem Sinne beeinflußt worden ist, zeigt die gelegentliche Sattelung und Muldung der Schichten, die nach den Feststellungen Beyschlag's im gleichen, nordnordöstlichen Sinne erfolgt sind. Durchaus im Einklang mit der Spaltennatur der Basaltlinien steht weiter das besonders interressante Liasvorkommen von Gellershausen, das in eine solche Gangspalte bei ihrem Aufbruch vor dem Empordringen des Basaltes einsank und nun als schmale, langgestreckte Scholle zwischen zwei feinen Basaltadern erscheint (vgl. Fig. 8). Wenn Herr Bücking selbst ein derartiges Vorkommen als Einsturz in einen Vulkanschlot trotz der ausgesprochenen Gangform der Basalte aufzufassen geneigt ist[1]), so zeigt dies eben, zu welch unhaltbaren Vorstellungen der extreme Standpunkt Bücking's führt. Außer diesen einheitlichen Liasschollen treten gelegentlich auch (Straufhain, Heckenmühle bei Obereßfeld) einzelne Bruchstücke von Liastonen und Liasversteinerungen im Basalt und Basalttuff auf, und diese Vorkommen sind um so bemerkenswerter, als es sich auch bei ihnen — entsprechend der Auffassung von Beyschlag und Pröscholdt — trotz ihrer fragmentären Form nur um tektonische Einstürze in klaffende Spalten vor dem Ausbruche der Basalte handeln kann, und zwar zu einer Zeit, als das Keupergebirge noch von Lias überdeckt wurde.

Die Heldburger Gegend bietet somit geradezu ein Schulbeispiel für das Auftreten präexistierender Eruptionsspalten, die sich durch Verwerfungen oberflächlich nicht kennzeichnen, und ihnen an die Seite zu stellen sind die im gleichen, südnördlichen Sinne verlaufenden Basalt- und Phonolithgänge der Rhön, die, ohne von Verwerfungen des Nebengebirges begleitet zu sein, gleichwohl durch ihre gleichmäßige Richtung und geradlinige Erstreckung das Vorhandensein echter, tekto-

[1]) Bücking, Über vor- und nachbasaltische Dislokationen, a. a. O. S. 111.

nischer Spalten dartun, die sie bei ihrem Aufstiege benutzt haben.

Der einzige Unterschied zwischen den Eruptionen der beiden Gebiete besteht darin, daß die Gänge in der Rhön eine minder lange Erstreckung besitzen, oder wenigstens eine solche nicht zeigen und auch nicht zeigen können, da ihnen noch in so großem Umfange Basalt- und Phonolithdecken aufsitzen, die in der Heldburger Gegend fast überall total abgetragen sind.

Nur gering sind, wie gesagt die Fälle, in denen die Gänge ein hercynisches Streichen besitzen, so z. B. die Phonolithgänge bei Ottersbach, am Teufelstein bei Sieblos oder am Steinkopf der Langen Rhön, wo Bücking einen mehrere Kilometer langen Durchbruch in südöstlicher Richtung bis zum Elsbachgraben festgestellt hat. Immerhin legen diese in hercynischer Richtung erfolgten Ausbrüche die Frage nahe, weshalb nicht auch die im liegenden Triasgebirge der Langen Rhön aufsetzenden und unter die Tertiärschichten und Basaltströme untertauchenden bedeutenderen Verwerfungsspalten, wie sie z. B. nach der Kartierung Bücking's in der Gegend von Melzers und andererseits bei Gersfeld verschiedentlich auftreten, den Magmen stellenweise die Wege gewiesen haben sollen.

Über den genetischen Zusammenhang zwischen Eruptionen und Dislokationen auf Grund unserer neueren Anschauungen über das Alter der Gebirgsbildung.

Die obigen Ausführungen haben gezeigt, daß die Basalt- und Phonolithmassen der Rhön in zahlreichen Fällen eine deutliche Abhängigkeit von präexistierenden Spalten verraten. Teils sitzen sie unmittelbar den bedeutenderen Verwerfungsspalten, bezw. den Randspalten der Gräben auf, teils sind sie durch das stärker zerrüttete und in seinem Gefüge gelockerte Gebirge im Innern und am Rande der Gräben hindurchgebrochen, teils auch sind sie auf einfachen Bruchspalten der Erdrinde hervorgequollen, die, ohne Verwerfungsspalten zu sein, durch die

geradlinige und gleichmäßige Nordsüdrichtung der Gänge ihre tektonische Natur dokumentieren.

Es ist jedenfalls nicht richtig, den Begriff »Spalte« stets mit »Verwerfung« zu identifizieren, und von diesem Gesichtspunkte aus besagt die von BÜCKING zu Anfang seines letzten Aufsatzes[1]) aufgestellte Behauptung: »nun habe ich bei der geologischen Aufnahme der Rhön zwar weit über 500 Durchbrüche vulkanischer Gesteine zu untersuchen Gelegenheit gehabt, dabei aber nur in ganz seltenen Fällen (also ausnahmsweise) die Basalt- und Phonolithdurchbrüche an wirklich nachweisbare Verwerfungsspalten geknüpft gefunden« für mich nichts, ganz abgesehen davon, daß es noch andere durch lokale Scholleneinbrüche gekennzeichnete und mit vulkanischen Gesteinen in Verbindung stehende Eruptionsspalten gibt, die Herr BÜCKING als solche nicht erkannt, bezw. anders gedeutet hat. Gewiß sind daneben bei zahlreichen Basalt- und Phonolithvorkommen, die inmitten eines scheinbar ungestörten Gebirges auftreten und oberflächlich keine gangförmigen Eruptionsstiele sichtbar werden lassen, präexistierende Eruptionsspalten nicht ohne weiteres festzustellen. Aber auch in diesen Fällen besitzen die Eruptivmassen nicht selten eine derartige Anordnung und Erstreckung in südnördlichem Sinne, daß ihr Zusammenhang mit südnördlichen Spalten im Untergrunde, von denen aus sie gespeist worden sind, mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen ist.

Im ganzen betrachtet, werden ja die Basalte und Phonolithe der Rhön überhaupt von dieser südnördlichen Tendenz beherrscht, die m. E. letzten Endes nur durch tektonische Linien bedingt sein kann. Daß diese tektonischen Linien aber nicht etwa Spalten des tieferen, paläozoischen Untergrundes sind, von denen aus das Magma das hangende Triasgebirge rein selbständig durchbrochen hat — entsprechend der älteren Auffassung PRÖSCHOLDT's bezüglich der südthüringschen Basaltgänge — geht ohne weiteres aus ihrem mit den oberflächlichen Gräben und Verwerfungen überein-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. 1912, S. 109.

stimmenden Verlaufe hervor: es sind dies alles Störungen ein und derselben, nämlich der rheinischen Richtung, die ja auch sonst für unsere mesozoischen Mittelgebirge charakteristisch sind. Ich muß also weiter annehmen, daß alle die Eruptionsspalten, mögen es nun Verwerfungsspalten oder gewöhnliche Bruchspalten sein, vom Magmaherd aus durch das ganze Deckgebirge hindurch bis zur Erdoberfläche zur Ausbildung gelangten, und ich befinde mich mit dieser Auffassung in striktem Gegensatz zu Bücking, der sogar das Zusammentreffen von Eruptivgesteinen und Verwerfungen mehr für einen Zufall zu halten scheint, indem er von dem Standpunkte ausgeht, daß die Verwerfungen gar nicht bis zur Region der vulkanischen Schmelzherde hinuntersetzen. Ich komme auf diesen Punkt gleich noch zurück.

Das Problem der Abhängigkeit der Vulkanausbrüche von tektonischen Störungen erhält aber eine neue Beleuchtung dadurch, daß nach unseren neueren Ergebnissen die Gebirgsbildung der Rhön wie überhaupt des niederhessischen Berglandes mit ihren Verwerfungen und Gräben in ihrem Haupteffekt von präoligocänem Alter ist. Ich habe speziell gezeigt, daß im Gegensatz zum Solling, wo noch die Basalte z. T. an die Randbrüche von Tertiärgräben gebunden sind und demzufolge unten am Rande jungtertiärer Einbruchstäler liegen, die jungtertiäre Gebirgsbildung in den Bereich Niederhessens hinein sich allmählich abschwächt und die Basalte, soweit sie Verwerfungsspalten aufsitzen, in ein und demselben Niveau die durch die präoligocänen Störungen gegen einander verworfenen und zuvor wieder eingeebneten Schichten überdecken, und habe daraus den Schluß gezogen, daß die präoligocänen Spalten vor den Basalteruptionen keine merkliche Wiederbelebung erfahren zu haben brauchen, daß mit anderen Worten die Basalte diesen alten, gleichsam geschlossenen Spalten als Stellen des geringsten Widerstandes der Erdrinde nur gefolgt sind, sich aber ihre Kanäle auf ihnen selbständig geschaffen haben. Auf den einmal vorhandenen Zerrüttungslinien können Magmen dann natürlich in den verschiedenen Phasen der Eruptionsepoche emporgestiegen sein, wie solche

von BÜCKING gerade in der Rhön nachgewiesen sind und in vielen Teilen des Gebirges durch die Aufeinanderfolge: älterer Phonolith — Feldspatbasalt — jüngerer Phonolith — Nephelinbasalt im einzelnen gekennzeichnet werden.

Von diesen Gesichtspunkten aus komme ich also in Übereinstimmung mit BRANCA und BÜCKIKG dazu, den vulkanischen Magmen eine große Aktivität zuzuschreiben, und diese Aktivität wird uns noch heute sozusagen sichtbar vor Augen geführt durch die mannigfachen Tuffbreccien, die gerade im Rhöngebirge nach BÜCKING's Untersuchungen in so reichem Maße auftreten, und die sowohl gelegentlich die gangartigen Vorkommen begleiten wie vor allem die Schlote oder Durchschlagsröhren charakterisieren: Unter der Gewalt der der eigentlichen Eruption vorausgehenden Dampf- und Gasexhalationen wurde die Lava in der Tiefe zerstäubt und gelangte durch die Schlotröhre hindurch in Gestalt von Sanden, Aschen, Lapilli und Bomben an die Tagesoberfläche, wo diese dann nachträglich tuffartig zusammengebacken wurden. Diesen lockeren Auswurfsprodukten gesellten sich aber bei die Trümmer der durchbohrten Deckgebirgsschichten, teils in Form völlig zerriebenen Materials, teils in Form mehr oder weniger abgerollter, vielfach noch eckiger Bruchstücke, und so finden wir in den Schlotbreccien wiederholt fremdartige Einschlüsse vertreten, einmal Bruchstücke der älteren, unmittelbar vorher erumpierten Phonolith- und Basaltmassen, sodann auch Bruchstücke sedimentärer Schichten, des Muschelkalkes, Buntsandsteins und Rotliegenden und schließlich zuweilen selbst solche des krystallinen Grundgebirges. Erst in einem späteren Stadium drang dann die Lava selbst empor und räumte den Kanal mehr oder weniger vollständig von den Tuffbreccien aus oder nahm sie auch teilweise in sich auf. Je nach der Höhe des Aufstiegs der Lava und der Stärke ihrer Eruption und andererseits je nach dem Grade der späteren Abtragung werden die Schlote heutzutage gebildet entweder ausschließlich von Tuffbreccien oder von Tuffbreccien in Vergesellschaftung mit kompaktem Eruptivgestein, oder aber es bilden dichter Basalt und Phonolith die alleinige Füllmasse des Schlotes.

Daß aber selbst diese Dampf- und Gasexhalationen trotz ihrer großen explosiven Kraft sich nach Möglichkeit die schwächsten Stellen der den Magmaherd überlagernden Deckschichten ausgesucht haben, das bezeugt das Auftreten so vieler Schlote auf nachweisbaren Spalten und Verwerfungslinien, wie die oben namhaft gemachten Beispiele im einzelnen gezeigt haben. Wenn ich also Branca in dem Punkte durchaus beistimme, daß das Magma mittels seiner hochgespannten Gase wohl die Fähigkeit besessen hat, sich seinen Weg durch die Erdrinde zu bahnen, so vermag ich ihm andererseits darin nicht zu folgen, daß die Abhängigkeit des Schmelzflusses von geschlossenen Spalten gegenüber seinem aktiven Aufstiege ein nur unwesentliches Moment bilden soll[1]). Ich halte es doch für einen nennenswerten Unterschied, ob ich dem Magma ein solches Maß von Aktivität zuschreibe, daß es seinen Weg durch eine völlig intakte Erdrinde von so und so vielen Tausenden von Metern Dicke nimmt, oder ob diese Durchbohrung an einer Stelle der Erdrinde stattfindet, an der die Schichten schon von vorherein in ihrem Verbande gelockert und zerrüttet waren, und an der das Magma nur ein Wiederaufreißen bezw. eine Erweiterung bereits vorhandener Spalten bewirkte.

Sind aber wirklich die Eruptionsspalten in allen Fällen als geschlossene, tote Spalten der älteren, präoligocänen Faltungsphase anzusehen, die bei der jungtertiären Gebirgsbildung kurz vor dem Ausbruche der Eruptivmassen so völlig unbeeinflußt blieben? Ich glaube diese Frage auf Grund meiner neueren Untersuchungen im vergangenen Sommer verneinen zu müssen, und zwar aus folgenden Gründen.

Daß die unsere mitteldeutschen Gebirge gemeinsam beherrschenden rheinischen und hercynischen Störungen in ihrer ursprünglichen, zumeist präoligocänen Anlage ein einheitliches, gleichalteriges Bruchsystem bilden, dürfen wir wohl

[1]) Branca, Widerlegung mehrfacher Einwürfe gegen die von mir vertretene Auffassung in der Spaltenfrage. Zentralbl. f. Min. 1909, S. 97 ff. Vergl. auch Branca, Vulkane und Spalten. Compte rendu de la X. Session du Congrès Geolog. intern. Mexico 1907, S. 985 ff.

nunmehr als feststehende Tatsache ansehen. Speziell für das hannöversch-hessische Bergland ließ sich nachweisen, daß die verschieden gerichteten Störungen und Gräben gleichmäßig ineinander übergehen, ohne sich gegenseitig zu verwerfen, wie man es doch bei verschiedenem Alter der Dislokationen notwendig erwarten müßte. Auch in der Rhön zeigen die Störungen dies Verhalten nach den Feststellungen BÜCKING's bisweilen recht instruktiv: so biegt die am SW.-Hange der Langen Rhön nordöstlich Gersfeld aufsetzende Störung, die hier Wellenkalk und Röt gegen Mittleren und Unteren Buntsandstein verwirft, aus ihrer hercynischen Richtung im N. bei Sieblos nach und nach in die südnördliche oder rheinische um, oder, um ein anderes Beispiel zu nennen, der Weyherser Graben entsendet an zwei Stellen, östlich und nördlich Dietershausen, quer zu seiner eigenen rheinischen Richtung zwei in hercynischem Sinne streichende Ausläufer, in die die eingebrochenen Schichten des Grabens gleichmäßig ohne jeden Verwurf umlenken. Kurz, eine grundsätzliche Altersverschiedenheit zwischen hercynischen und rheinischen Brüchen, wie man sie früher vielfach angenommen hat, besteht zunächst von Haus aus nicht.

Trotz dieser Gleichalterigkeit machen sich nun aber doch bei den hercynischen und rheinischen Störungen Unterschiede bemerkbar in ihren Beziehungen zu den vulkanischen Ergüssen. Es wurde oben schon hervorgehoben, wie auffällig arm an Eruptivgesteinen der hercynisch streichende Fuldagraben ist im Vergleich mit den übrigen, rheinisch gerichteten Gräben der Rhön, und hiermit in Übereinstimmung steht, daß auch sonst die Basalt- und Phonolithgänge sowohl wie die Deckenergüsse so überaus selten eine hercynische Richtung besitzen, dagegen in vorwiegendem Maße einen süd-nördlichen Verlauf nehmen und dadurch auch ihrerseits die »Rhönrichtung« zum Ausdruck bringen.

Diese bemerkenswerte Erscheinung tritt uns auch sonst noch gerade im hessisch-thüringischen Territorium entgegen, in besonders instruktiver Weise z. B. in dem Gebiete von Dingsleben und

Themar[1]). Wir haben ja vorhin schon die gleichmäßig südnördlich streichenden Basaltgänge bei Heldburg, Rodach und Römhild kennen gelernt, und von diesen Basaltgängen setzen nun einige Ausläufer in gleicher Richtung in das angrenzende Muschelkalkgelände von Dingsleben und Themar hinein fort, das von einer Anzahl hercynischer Störungen und Keupergräben durchschnitten wird. Es sei noch besonders hervorgehoben, daß es sich auch bei diesen Vorkommen (an der Kuppe, am Ermelsberg, Ottilienberg und Feldstein) nicht etwa um rundliche Schlote, sondern um langgestreckte, echte Gänge handelt, die präexistierende Spalten notwendigerweise voraussetzen. Die basaltischen Laven haben hier also gleichsam die in präoligocäner Zeit angelegten hercynischen Spalten gemieden und sind statt dessen südnördlich verlaufenden Spalten gefolgt.

Um dies Verhalten der Basalte zu erklären, genügt es nicht mehr, alte, geschlossene Spalten anzunehmen, auf denen der Schmelzfluß sich seinen Weg selbständig gebahnt hat. Denn dann bliebe es rätselhaft, weshalb er sich gerade die Nordsüdspalten und niemals die Südostnordwestspalten zu seinem Aufstiege ausgewählt hat. Wir müssen vielmehr folgern, daß der basaltischen Eruption die Bildung bezw. Neubelebung der Südnordspalten unmittelbar voranging, während die hercynischen Spalten eine solche Wiederbelebung nicht erfuhren. Das Magma ist mit anderen Worten in diesem Falle auf klaffenden Spalten zur Erdoberfläche aufgestiegen, und damit wird auch die Entstehung der so langgestreckten und gleichmäßig feinen Basaltlinien bei Heldburg, Rodach und Römhild erklärlich, die ein aktives Empordringen des Schmelzflusses auf geschlossenen Spalten schon von vornherein weniger wahrscheinlich machen.

Liegt es nun nicht nahe, den gleichen Schluß auf die Basalte und Phonolithe der Rhön zu übertragen, die dort ebenfalls die Südnordrichtung bevorzugen und so selten in hercynischem Sinne

[1]) Vergl. die Blätter Dingsleben und Themar der 56. Lieferung der Geologischen Karte von Preußen.

verlaufen? Wenn wir auch nach wie vor daran festhalten, daß das Magma mittels seiner Gasexhalationen, zumal längs alten Zerrüttungszonen der Erdrinde, sich seine Eruptionskanäle selbständig schaffen konnte, so werden wir doch andererseits zu der Annahme gedrängt, daß auch in der Rhön die jungtertiäre Gebirgsbildung, welche die Eruptionen im Gefolge hatte, vor allem ein Aufreißen vieler südnördlicher Spalten bewirkte, in die der Schmelzfluß naturgemäß zunächst eindrang. Ob es sich dabei stets um eine Reaktivierung bereits vorhandener Südnordspalten oder zum Teil um eine regelrechte Neubildung solcher Spalten handelt, ist natürlich nicht immer sicher zu entscheiden. Das Ineinanderübergehen hercynischer und rheinischer Spalten in der Rhön, wie wir es oben kennen gelernt haben, beweist jedenfalls, daß auch in diesem Gebiete zusammen mit den hercynischen die rheinischen Störungen, zumal in Gestalt der bedeutenderen Gräben, bei der präoligocänen Dislokationsphase entstanden sind. Soweit aber die rheinischen Störungen selbständig, ohne Verbindung mit hercynischen auftreten, könnten sie zum Teil möglicherweise ein ausschließliches Erzeugnis der jungtertiären gebirgsbildenden Kräfte sein. Wahrscheinlicher ist es allerdings, daß das Bruchnetz in seiner Gesamtheit bereits vorlag und teilweise in seinen Südnordlinien wieder aufriß.

Die Bevorzugung der Südnordspalten durch die Basalte war übrigens auch schon den älteren Forschern aufgefallen und hatte dieselben zum Teil wohl zu dem irrtümlichen Schluß verleitet, daß ganz allgemein die rheinischen Störungen eine jüngere Art von Brüchen gegenüber den hercynischen bildeten. Ja, Pröscholdt nahm sogar, wenigstens für einen gewissen Teil der Langen Rhön, an, daß die den hercynischen Spalten folgenden Basalte einen älteren Erguß repräsentierten, eine Auffassung, die durch die neueren Untersuchungen Bücking's nicht bestätigt worden ist, und die ja auch mit den behandelten neueren tektonischen Ergebnissen im Widerspruch steht.

In jedem Falle zeigt uns das geschilderte Verhalten der Basalt- und Phonolithmassen, daß — im Gegensatze zum südhan-

noverschen Berglande, wo die Tertiärversenkungen und Basaltergüsse sowohl an hercynischen wie rheinischen Brüchen stattfanden — die jüngere Gebirgsbildung in der Rhön und überhaupt im hessisch-thüringischen Lande vorzugsweise die alten Bruchlinien der Südnordrichtung wiederaufnahm, daß die Auslösung der Spannung in der Erdrinde vorzugsweise zu einer Herausbildung südnördlicher Spalten führte, ohne daß damit immer merkliche Verschiebungen der zerspaltenen Erdschollen verbunden gewesen zu sein brauchen. Zwar sind genau so wie im übrigen niederhessischen Gebiete so auch in der Rhön die tertiären Schichten, wie schon die älteren Untersuchungen Hassenkamp's[1]), Pröscholdt's[2]) und Gümbel's[3]) in den früher umfangreicheren Braunkohlengruben-Aufschlüssen gelehrt haben, vielfach stärker gewunden und gestaucht, und zwar nach Pröscholdt stets in südnördlichem Sinne, und nach den neusten Kartierungsergebnissen Bücking's gelegentlich wohl auch einmal, wie z. B. am Westhange der Wasserkuppe bei Sieblos, gegen die älteren Schichten etwas verworfen. Häufigere und stärkere Schichtenverschiebungen zumal in der triassischen Unterlage hat jedoch diese jungtertiäre Gebirgsbildung im Gegensatze zu den beträchtlichen Verwerfungen und Grabenversenkungen der präoligocänen Phase nicht bewirkt. Im allgemeinen kommt es nur — offenbar unter dem vorwiegenden Einflusse mehr zerrend wirkender Kräfte — zu einem Aufbrechen von Spalten, das dann aber eine andere bedeutsame Begleiterscheinung der jungtertiären Gebirgsbildung, nämlich den Erguß zahlloser Lavamassen im Gefolge hat.

Auch nicht alle Spalten der rheinischen Richtung werden bei

---

[1]) Hassenkamp, Geognostische Beschreibung der Braunkohlenformation in der Rhön. Verhandl. d. Würzburger phys.-mediz. Ges. 1857, VIII, S. 185 ff. und Geolog.-paläontolog. Untersuchungen über die Tertiärbildungen des Rhöngebirges. Würzburger Naturw. Zeitschr. 1860, Bd I, S. 193 ff.

[2]) Pröscholdt, Geolog. u. petrogr. Beiträge zur Kenntnis der Langen Rhön. Dieses Jahrb. f. 1884, S. 239 ff.

[3]) Gümbel, Geologie v. Bayern, Cassel 1894, S. 668 ff.

der jüngeren Dislokationsphase reaktiviert worden sein, sondern nur einzelne, und auch diese werden sich nur streckenweise geöffnet haben, und dies können dann natürlich ebensogut Hauptspalten, d. h. eigentliche Verwerfungsspalten der präoligocänen Gebirgsbildung gewesen sein, wie aber auch die durch keine Verwerfung gekennzeichneten, den Hauptspalten parallel laufenden Nebenspalten. Auf diese Weise können dann gerade die ursprünglichen Nebenspalten gegenüber den Verwerfungsspalten zu Eruptionsspalten werden, und von diesem neuen Gesichtspunkt aus betrachtet würde der von den Spaltengegnern, zuletzt auch wieder von BÜCKING erhobene Einwand hinfällig, weshalb die Eruptionen so oft nicht unmittelbar auf den Verwerfungslinien, sondern seitlich davon erfolgt seien. Dem Magma war es eben gleichgültig, ob mit der Bildung der betreffenden Spalte ehemals eine Verschiebung der Schichten verbunden gewesen war oder nicht. Es machte vielmehr die Benutzung der Spalte davon abhängig, ob diese sich in offenem oder geschlossenem Zustande befand, und nur wo keine offenen Spalten vorhanden waren, war es genötigt, seinen Weg sich selbständig zu bahnen.

In der verschiedenen Beeinflussung der alten Spalten durch die jüngeren gebirgsbildenden Kräfte scheint mir aber weiter auch die wechselnde Erscheinungsform der Eruptivgesteine mitbegründet zu sein: auf den klaffenden Spalten werden die Laven vorzugsweise als Gänge emporgequollen sein, wogegen die Schlote sich vorzugsweise längs geschlossenen oder wenigstens im oberen Teile der Erdrinde geschlossenen Spalten durchgeschlagen haben. Denn da auch die Schlote im großen und ganzen die hercynischen Bruchlinien zu meiden scheinen und die rheinischen bevorzugen, so könnte man sich wohl vorstellen, daß viele Spalten sich nur in der tieferen Region der Erdrinde öffneten und zunächst das Magma wieder in Gangform aufnahmen, während im oberen Teile der Erdkruste ein gewaltsamer Durchbruch längs einer geschlossenen Spalte in Gestalt eines Schlotes erfolgte.

Auf die vielfach auffällige südnördliche Streichrichtung der hessisch-thüringischen Basalte und Basaltgänge haben ja schon früher andere Forscher, in alter Zeit bereits Fr. Hoffmann, später sodann v. Koenen und Rinne hingewiesen, und neuerdings betont auch Naumann diese südnördliche Tendenz für verschiedene Vorkommen im Werragebiet in der bereits zitierten Arbeit »Über einige vulkanische Erscheinungen im Werratale«, die kurz vor dem Abschluß meiner Arbeit erschienen ist. Naumann zeigt darin, daß auch diese Basalte unter Vermeidung der hercynischen auf südnördlichen Spalten herausgetreten sind. Wenn er aber dabei die Frage unentschieden läßt, durch welche Kräfte das Wiederaufreißen der auch nach ihm präexistierenden Spalten verursacht worden ist, und die Möglichkeit zugibt, daß die vulkanischen Explosionen selbst dieses Agens gebildet haben könnten, so stimmt er ja damit der von mir nunmehr eingeschränkten, von ihm selbst im übrigen aber bekämpften Ansicht zu, daß »die Spalten sich vor dem Ausbruche der Basalte nicht neu belebt und merklich geöffnet haben«. Denn die vulkanischen Explosionen bilden doch einen wesentlichen Bestandteil der Basalteruptionen, und unter Neubelebung der Spalten ist doch gemäß meiner ausführlicheren Darlegungen nur eine solche durch tektonische Kräfte verstanden. Herr Naumann würde also danach nicht in Abrede stellen, daß die Öffnung der Spalten oder, besser gesagt, ihre lokale Erweiterung zu Eruptionskanälen allein durch vulkanische Kräfte bewirkt worden sei. Das ist aber genau der Kernpunkt meiner früheren Ausführungen. Demgegenüber modifiziere ich meine Ansicht nunmehr aber dahin, daß der Aufbruch bezw. der Wiederaufbruch der südnördlich gerichteten Gangspalten zunächst unter dem Einfluß der gebirgsbildenden Kräfte erfolgt ist, da ja sonst nicht einzusehen ist, weshalb die vulkanischen Explosionen nicht auch die hercynischen Spalten geöffnet hätten und da zum andern ja auch die nur als tektonisch anzusprechenden Störungen der tertiären Schichten dieselbe Südnordrichtung aufweisen. Das schließt natürlich nicht aus, daß das empordringende Magma dann seinerseits noch ein weiteres Aufreißen der Spalten bewirkt hat.

Der Zusammenhang zwischen den Eruptionen und der jungtertiären Dislokationsphase legt uns nun aber eine andere wichtige Frage nahe, nämlich die, woran es liegen mag, daß die den Bau der Rhön, wie überhaupt des niederhessischen Berglandes vor allem bedingende präoligocäne Gebirgsbildung trotz ihrer intensiven Wirkung so gar keinen Einfluß auf das in der Tiefe ruhende Magma gehabt zu haben scheint, während die so unbedeutende jungtertiäre Gebirgsbildung von solch ausgedehnten, massenhaften Eruptionen begleitet wurde. Wir werden sehen, daß dieser Unterschied in den Wirkungen der beiden Phasen nur ein scheinbarer ist.

Wie noch neuerdings J. Walther in seiner »Geschichte der Erde und des Lebens«[1]) ausgeführt hat, ist ja das Fehlen eines unmittelbaren zeitlichen Zusammenhanges zwischen den Hauptfaltungsepochen und den vulkanischen Perioden keine seltene Erscheinung in der Erdgeschichte. Als typisches Beispiel in dieser Beziehung ist für Deutschland selbst anzuführen, daß die varistische Faltung des Obercarbons zwar zur Auftürmung gewaltiger Faltungsgebirge führte, daß aber die vulkanischen Ergüsse in der Hauptsache erst in der folgenden Periode des Rotliegenden, in der die gebirgsbildenden Kräfte bereits am Ausklingen waren, erfolgten. Auch unsere jungtertiären Kettengebirge ermangeln zum Teil vollständig gleichalteriger Ergußgesteine, wie z. B. der Himalaya, oder sie führen solche nur in beschränktem Maße und dann vorzugsweise an ihren von Senkungen betroffenen Innenbögen (Alpen, Karpathen, Apennin). Unter dem Einflusse der gebirgsbildenden Prozesse stieg das Magma zwar aus bedeutender Tiefe hoch und drang hier und da in die sich faltenden Schichten ein, wie z. B. die den paläozoischen Schichten unserer Rumpfgebirge eingeschalteten Granitstöcke zeigen, aber seine Kraft reichte zu einem vollständigen Durchbruch bis zur Erdoberfläche nicht aus. Erst in einer späteren Epoche finden dann, durch irgendwelche neuen Kräfte angeregt, die Oberflächenergüsse selbst statt.

[1]) Leipzig 1908, S. 133 ff.

In ähnlicher Weise dürfen wir auch die Beziehungen der hessisch-thüringischen Vulkanausbrüche zu den in diesem Gebiete sich abspielenden Krustenbewegungen deuten: die präoligocänen Dislokationen, die vielleicht schon am Ausgange der Jurazeit die Rhön wie überhaupt das hessisch-thüringische Bergland in ihren Grundzügen geschaffen haben, trieben auch das Magma aus bedeutender Tiefe in die Höhe, zumal die innerhalb der Gräben um nennenswerte Beträge niedersinkenden Schollen preßten das Magma empor. Aber das Deckgebirge über dem Schmelzherde war zu mächtig, um selbst unter dem Einfluß dieser intensiveren gebirgsbildenden Kräfte von dem Magma und seinen Gasen bis oben hin durchsprengt zu werden. Es kam nur zur Bildung neuer, flach gelegener, sekundärer Schmelzherde, die noch im Schoße der Erdrinde verblieben.

In der gleichen Weise wie andere Forscher, z. B. Dölter[1]) und vor allem Stübel[2]), eine flache peripherische Lage der Schmelzherde innerhalb der Erdkruste annehmen, von der aus die Vulkane gespeist werden, so würden also auch wir von diesen Erwägungen dazu geführt, dem Magma nur eine verhältnismäßig geringe Tiefe zuzuschreiben, aus der es in späterer, jungtertiärer Zeit bis zur Oberfläche durchgebrochen ist.

Wenn wir dabei diese neue Lage des Magmas als »sekundär« bezeichnen, so ist dieser Ausdruck auch nur relativ zu verstehen und soll sich nur beziehen auf den vorhergehenden Sitz des Magmas vor Eintritt der Hauptfaltungsphase oder Hauptfaltungsphasen[3]) in der Zeit zwischen Jura und Oligocän. Denn auch dieser Sitz des Schmelzflusses dürfte nicht mehr der eigentlichen magmatischen

[1]) Dölter, Zur Physik des Vulkanismus. Sitzungsb. d. mathem.-naturw. Klasse d. kaiserl. Akad. d. Wiss. 1903, S. 681 ff.

[2]) Stübel, Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart. Mitt. aus d. Museum für Völkerkunde in Leipzig, 1901.

[3]) Sollte, was nicht unmittelbar festzustellen ist, die präoligocäne Hauptfaltung sich in mehreren Phasen abgespielt haben, so könnte dementsprechend auch das Magma einen mehrfachen Antrieb zum Aufsteigen erhalten haben.

Zone des Erdinnern entsprochen haben, wenn wir mit WALTHER uns die Vorstellung zu eigen machen, daß von Anfang an unter dem jeweiligen Einflusse der Gebirgsbildungsprozesse ein periodisches, ruckweise erfolgtes Aufwärtswandern der glutflüssigen Magmabecken mit zeitweiligen vulkanischen Ergüssen stattfand.

Unter den besonders intensiven Wirkungen der präoligocänen Faltung scheinen dann die Schmelzherde bis zu solchen Höhen emporgestiegen zu sein, daß sie die Zone des latentplastischen Zustandes, die wir einmal mit HEIM als Folge des Belastungsdruckes der Erdschichten von einer gewissen Tiefe an rein theoretisch annehmen wollen, überwunden und unter sich hatten. Zu dieser Anschauung werden wir jedenfalls gedrängt, wenn wir daran festhalten, daß die soviele hessisch-thüringische Basaltgänge gleichmäßig beherrschende Südnordrichtung nur rein tektonischen Ursprungs sein kann und deshalb einen Verlauf der Eruptionsspalten bis zum vulkanischen Herde erfordert. Damit würde dann aber der zunächst ganz plausibel erscheinende Einwand LÖWL's[1]) gegen die Spaltentheorie hinfällig, daß das Deckgebirge über dem Schmelzflusse infolge seines plastischen Zustandes gar keine Spalten besitzen könne. Der Schmelzherd lag eben in diesem Falle bereits oberhalb der plastischen Zone innerhalb der spröden Erdkruste.

Aber ein anderer Einwand könnte gegen meine Spaltentheorie geltend gemacht werden, auf den ich etwas näher eingehen muß. Man könnte mir vielleicht den starren Zustand des Deckgebirges unmittelbar über dem Magma zugeben, aber auf die dem Deckgebirge eingeschalteten und gerade in der Rhön und seinen Nachbargebieten vorhandenen, bezw. ehemals vor der Auslaugung vorhanden gewesenen Salzmassen des Zechsteins und ihre Plastizität hinweisen, wie wir sie als Folge des Druckes bei der Gebirgsbildung annehmen und auf Grund unserer neueren Erfah-

[1]) LÖWL, Spalten und Vulkane. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien, Bd. 36, 1886, S. 315.

rungen über die Faltungserscheinungen der Salzlagerstätten auch wohl annehmen müssen. Nun liegen aber über das hessisch-thüringische Salzlager neuere Untersuchungen von Lachmann[1]) Naumann[2]) und Beck[3]) vor, die für unsere Frage von Wichtigkeit sind. Nach diesen Untersuchungen wird das Salz in verschiedenen Gruben von Klüften und Spalten durchzogen, an die sowohl gangförmige Basalte wie besonders Ansammlungen von Kohlensäure gebunden sind, welche beim Schießen des Salzes frei wird und durch ihre Explosion die Klüfte zu mehr oder weniger großen Hohlräumen umgestaltet. Lachmann erkannte nun sehr richtig, daß diese von ihm z. T. als »vulkanische Schlagrisse« bezeichneten Spalten und Klüfte jünger sind als die Deformationen des Salzlagers und glaubte daraus anfangs einen Beweis für seine Ekzemtheorie insofern ableiten zu dürfen, als dadurch einmal die Sprödigkeit des Salzes zur Zeit der jungtertiären Dislokationsphase, andererseits die Unabhängigkeit seiner Deformationen von eben dieser Gebirgsbildung erwiesen sei. Wie aus seiner zweiten, größeren Publikation über diesen Gegenstand (»der Salzauftrieb«) hervorgeht, scheint er ja nun, soweit ich ihn verstehe, angesichts unserer neueren Ergebnisse über das höhere Alter der Gebirgsbildung diese Argumente für seine Theorie fallen gelassen zu haben, und das mit Recht. Denn die Deformationen des Salzlagers, die ich in der Hauptsache mit der Mehrzahl der Geologen immer noch als Erzeugnisse tektonischer Kräfte ansehe, sind eben bei der bedeutenderen präoligocänen Gebirgsbildung entstanden und — damit komme ich zu dem für unsere Frage wichtigen Schluß — die Intensität der jungtertiären Gebirgsbildung im hessisch-thüringischen Gebiete war nicht so stark, daß das Salz abermals in einen plastischen Zustand geriet, es behielt

[1]) Lachmann, Über autoplaste Formelemente im Bau der Salzlagerstätten Norddeutschlands. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. 1910, S. 113. Derselbe, Der Salzauftrieb, Halle 1911, S. 129—130.

[2]) Naumann, Über Basaltvorkommen im Salzlager des Schachtes der Gewerkschaft Heldburg. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Monatsb. 1910, S. 343.

[3]) Beck, Über Kohlensäureausbrüche im Werragebiete der deutschen Kalisalzlagerstätten. »Kali« 1912, S. 125.

vielmehr seine Sprödigkeit bei und wurde infolgedessen von den sich bildenden Rissen und Spalten genau so durchsetzt wie die hangenden und liegenden Schichten. Es handelt sich dabei auch nicht um »vulkanische Schlagrisse«, wie sie Herr LACHMANN zum Teil wenigstens deuten möchte, sondern um echte tektonische Spalten, worauf schon nach den übereinstimmenden Beobachtungen NAUMANN's und BECK's wiederum ihre gleichmäßige Südnord-Richtung hinweist.

Einen weiteren Beweis für den gleichmäßigen Durchgang der Spalten durch die ganze Erstarrungskruste bis zum Vulkanherd scheinen mir auch die oben erwähnten Kohlensäureexhalationen zu geben, die ja gerade in der Rhön und seinem weiteren Vorlande vielorts auftreten, und die wir mit BÜCKING als die letzten Nachklänge der Eruptionen ansehen dürfen, d. h. als Gase, die noch heute dem tiefgelegenen Schmelzflusse ständig entströmen. Nun, dieses Ausströmen kohlensaurer Gase geschieht heute nicht mehr plötzlich und explosionsartig wie zur Zeit der eigentlichen Eruptionen, sondern mehr passiv und in Form anhaltender Quellen, und höchstens dort, wo, wie in Salzbergwerken, die Kohlensäure künstlich aus den umgebenden Gesteinsmassen befreit wird, entfaltet sie noch gewisse Kraftwirkungen. Auch spricht die ständige Entgasung des Schmelzherdes nicht dafür, daß etwa in größerer Tiefe eine Selbstbefreiung der Gase mittels gewaltsamer, periodisch erfolgender Durchbrüche durch eine geschlossene Gesteinsdecke stattfindet. Ich möchte deshalb auch aus diesen Gründen schließen, daß die Wege, welche die Kohlensäure durch die Erdkruste hindurch nimmt, durch Klüfte und Spalten vom Schoße des Schmelzflusses an vorgezeichnet sind, und daß aus diesem Grunde über dem Magmaherde keine latent-plastische d. h. gleichmäßig dichte und geschlossene Zone bestehen kann.

Wenn wir oben annahmen, daß das Magma — abgesehen von seiner außerdem mitwirkenden aktiven Fähigkeit — besonders unter dem Einfluß der niedersinkenden Schollen der Gräben in die Höhe gepreßt wurde, so erscheint es verständlich, daß die da-

durch geschaffene neue, flache Lage der Schmelzherde nicht immer unmittelbar an die Bruchränder der Gräben gebunden zu sein braucht. Das Magma konnte vielmehr ebensogut in das gleichfalls zerrüttete Nebengebirge des Grabens hinein injiziert werden und dann später mehr oder weniger weit von der eigentlichen Störungszone entfernt auf Parallelspalten zum Ausbruch gelangen. Es wäre dies mithin ein weiterer Grund für die Erscheinung, weshalb die Eruptivgesteine so oft nicht den Gräben selbst aufsitzen, sondern diese randlich begleiten.

Nachdem also nun einmal der Schmelzfluß durch die tektonischen Kräfte der präoligocänen Epoche aus bedeutender Tiefe heraus in die Höhe gebracht war, bedurfte es nur eines geringen Impulses, um ihn durch die wenn auch nach vielen Tausenden von Metern zählenden, aber doch im Vergleich zur gesamten Erdkruste geringmächtigen Deckschichten hindurch bis zur Oberfläche zu treiben.

Dieser Anstoß wurde dann in viel späterer, jungmiocäner Zeit gegeben durch die neu erwachenden gebirgsbildenden Kräfte. Dieselben hatten in der Rhön ein Aufbrechen vieler, vorwiegend südnördlich streichender Spalten im Gefolge, auf denen das Magma leicht empordringen konnte, teils rein passiv, teils aber auch unter aktiver Betätigung der der eigentlichen Eruption vielfach vorausgehenden Gasausbrüche, die die Spalten zu Eruptionskanälen noch mehr erweiterten, und vielleicht auch unter aktiver Mitwirkung des Schmelzflusses selbst, falls wir diesem nach der bekannten Hypothese Stübel's die Fähigkeit der Ausdehnung in einer gewissen Phase der Erstarrung zuerkennen wollen, die ja dann natürlich gleichfalls eine Erweiterung der Spalten und damit eine noch weitere Selbstbefreiung des Magmas bewirken konnte. Soweit die alten, präoligocänen Spalten in ihrem geschlossenen Zustande verblieben und durch die jungtertiären Kräfte der Gebirgsbildung keine Wiederbelebung erfuhren, dürfte diese Aktivität der Lava und ihrer Gase hingereicht haben, sich selbständig ent-

lang den alten Zerrüttungszonen ihre Eruptionskanäle zu erzeugen. Ob sie aber imstande war, diesen Durchbruch durch eine völlig intakte Erdrinde zu bewirken, ist mir zweifelhaft. Aber selbst wenn man die Möglichkeit zugiebt, in jedem Falle hat natürlich der Schmelzfluß zunächst die offenen Spalten benutzt und danach die alten, geschlossenen Bruchlinien, auf denen er den geringsten Widerstand fand und verhältnismäßig leicht durchbrechen konnte.

Auch noch ein anderes Moment, auf das in der Literatur schon mehrfach hingewiesen ist, könnte auf die vulkanischen Ausbrüche einen bestimmten Einfluß gehabt haben, nämlich die Druckentlastung oder wenigstens Druckverminderung, die dadurch zustande kam, daß im Anschluß an die präoligocänen Dislokationsprozesse die flächenhaften Abtragungen der jüngeren Triasschichten auf weite Strecken erfolgten und die Mächtigkeit des Deckgebirges über den an sich schon flach gelegenen Schmelzherden noch weiter verringerten. Im Gebiete der Rhön ist es besonders die Kuppenreiche Rhön, in der die Denudationsvorgänge einen größeren Umfang annahmen und die jüngeren Triassedimente nicht selten bis zum Mittleren Buntsandstein in präoligocäner Zeit zerstörten. Ob allerdings diese Abtragungsvorgänge ein maßgebenderes Agens für die Eruptionen gebildet haben, nachdem gemäß unserer Anschauung das Magma schon durch die präoligocänen Gebirgsbildungsprozesse in verhältnismäßig hohe Lage gebracht war, steht dahin. Es ist jedenfalls auffällig, daß gerade in denjenigen Gebieten der Rhön, in denen die Lavaergüsse von besonders großen Dimensionen gewesen sind, nämlich in der Langen Rhön und im nördlichen Teile der Kuppenreichen Rhön nördlich der Nüst, sich die jüngeren Triasschichten bis zum Unteren Muschelkalk, vielfach sogar bis zum Gipskeuper erhalten haben. Stärkere Denudationen können in diesen Gebieten nicht vor sich gegangen sein, da in der Rhön von den nachfolgenden Sedimenten höchstens noch Rät und Lias zum Absatz gelangt sind und die danach einsetzende Festlandsepoche weiter keine mesozoischen Sedimente hinterlassen hat.

Die Hauptursachen der vulkanischen Eruptionen bilden jedenfalls auf der einen Seite die exogenen, gebirgsbildenden Kräfte, auf der anderen die endogenen, d. h. die dem Schmelzflusse vermöge seiner hochgespannten und explosionsfähigen Gase und vielleicht auch vermöge seiner eigenen Ausdehnungsfähigkeit innewohnenden Kräfte, die ihn befähigten, die durch die jungtertiäre Gebirgsbildung aufgerissenen Spalten zu Eruptionskanälen noch mehr zu erweitern und längs den geschlossen gebliebenen Bruchlinien der präoligocänen Gebirgsbildung sich diese Kanäle selbständig zu schaffen.

Berlin, den 15. April 1913.

Das Störungsgebiet am Nordrande des Thüringer Waldes zwischen Friedrichroda und Georgental.

Von Herrn **K. A. Weber** in Barbis a. H.

Hierzu Tafel 14 und 15 und 5 Textfiguren.

A. Geographische Lage und Oberflächengestaltung.

Das hier behandelte Untersuchungsgebiet bei Friedrichroda gehört geologisch bereits zu dem nördlichen Vorlande des Thüringer Waldes. Die Störungen, die es durchsetzen, befinden sich in den Triasschichten, vornehmlich auf der Grenze zwischen Buntsandstein und Muschelkalk, und ziehen in SO.-NW.-Richtung parallel dem Nordrande des Thüringer Waldes von Nauendorf auf dem Blatte Ohrdruff nach Georgental, und von hier auf dem Blatte Friedrichroda nördlich von Schönau und Ernstroda bis zu dem Hochrück bei Friedrichroda. Die vorliegende Arbeit beschränkt sich auf die Darstellung des Verlaufes der Störungen auf dem Blatte Friedrichroda, da in den Erläuterungen zu dem Blatte Ohrdruff[1]) der auf diesem befindliche kleinere Teil der Störungszone schon beschrieben ist. Kurze Notizen über den Verlauf der Störungszone werden außerdem noch von R. Scheibe[2]) und Philippi[3]) gemacht.

[1]) Vergl. Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. 39. Lief. Blatt Ohrdruff. Berlin 1889. S. 18–19.

[2]) R. Scheibe, Über Aufnahmen auf den Blättern Friedrichroda und Ohrdruff. Dies. Jahrb. 1887, S. XLV u. ff.

[3]) Philippi, Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1910, S. 305 u. f.

Die Triasschichten sind dem eigentlichen Gebirge, das hier aus Rotliegendem besteht, vorgelagert und bilden mit Ausnahme des Keupers lange, in NW.-Richtung verlaufende Bergketten, vor denen dann das eigentliche Vorland in Gestalt einer großen Keupermulde sich ausdehnt. Diese ist größtenteils von Diluvialschichten bedeckt und erstreckt sich als eine breite Ebene bis zu dem Seeberg bei Gotha. Die Triasschichten bilden im wesentlichen drei langgestreckte Höhenzüge. Der südlichste besteht aus Buntsandstein und zieht sich vom Blatte Ohrdruff über den Wachkopf, den Ziegelberg, der mit 518 m die höchste Erhebung des Gebietes bildet, den Windfang bis über Engelsbach und wird durch das Talbecken bei Friedrichroda unterbrochen. Die zweite Bergkette besteht aus Wellenkalk und zieht sich vom Hunsrück über den Dammberg, Schloßberg, Querberg, Dachsberg, der in diesem Zuge mit 492,1 m den höchsten Punkt erreicht, Hochrück und von hier aus weiter nach Waltershausen.

Zwischen diesen beiden Bergzügen läuft die Störungslinie entlang. Die nördlichste Hügelkette wird durch Trochitenkalk gebildet und setzt sich aus dem Kummetberg, Geiersberg, Eichberg und der Lämmerweide zusammen. Neben tektonischen Vorgängen ist die Entstehung dieser drei Bergrücken vorwiegend eine Folge der größeren Widerstandsfähigkeit der mittleren Zone des Unteren Buntsandsteins, des Wellenkalkes und des Trochitenkalkes gegen die Verwitterung gegenüber ihren liegenden und hangenden Schichten. Diese drei Bergrücken werden an drei Stellen von Wasserläufen durchbrochen. Im Osten bei Georgental durchschneidet das Tal der Apfelstett den auf das Blatt Ohrdruff fortsetzenden Buntsandsteinrücken[1]). Bei Engelsbach tritt die kleine Leina, in Nordrichtung fließend, in die Triasschichten ein, wo sie im Buntsandstein ein weites Tal bildet. Zwischen Schloßberg und Querberg durchbricht sie den Wellenkalkrücken und fließt dann, in Ostrichtung sich umbiegend, an dem steilen Südabhange des Geiersberges entlang. Das Wasser des ziemlich starken Baches versiegt hier anscheinend auf Spalten, so daß das Flußbett bis

[1]) Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, 39. Lief. Blatt Ohrdruff. Berlin 1889. S. 2.

Schönau meist trocken liegt. Hier stellt sich das Wasser wieder ein, das Tal durchbricht den Oberen Muschelkalkrücken, und beim Eintritt in die Keuperebene nimmt der Bach in der wilden Leina wieder nördlichen Verlauf an. Ein Teil des Wassers wird in dem kleinen Leinakanal nach NO. weiter geleitet. Bei Friedrichroda bildet das aus dem Gebirge kommende Schilfwasser im Buntsandstein eine weite Talmulde. Zwischen Dachsberg und Hochrück durchbricht es den Muschelkalkrücken, fließt am Südhange des Eichberges in SO.-Richtung an dem Oberen Wellenkalk und dem weichen Mittleren Muschelkalk entlang und tritt bei Ernstroda nach Durchbruch des Trochitenkalkrückens in die Ebene. Hier strömt der Bach dann in N.-Richtung der wilden Leina zu. Neben der Übereinstimmung im Unterlauf dieser beiden Wasserläufe ist noch bemerkenswert, daß bei beiden sich vor dem Durchbruch des harten Wellenkalkes in dem leicht verwitternden Buntsandstein weite Talmulden gebildet haben, in denen sich die Ortschaften Engelsbach und Friedrichroda befinden.

B. Die geologischen Verhältnisse.

I. Stratigraphie.

1. Der Zechstein.

Die ältesten Schichten, die an dem Aufbau des Störungsgebietes beteiligt sind, sind die des Zechsteins. Dieser lagert diskordant auf dem Rotliegenden, dessen oberste Lagen mehrfach ausgebleicht sind. Sie werden daher auch als Weißliegendes bezeichnet. Die Mächtigkeit dieser ausgebleichten Zone beträgt an der Hohen Gemeinde bei Catterfeld ungefähr 1,20 m. Der Zechstein gliedert sich in Thüringen in drei Abteilungen, dem Unteren, Mittleren und Oberen Zechstein.

Auf den Zechstein bei Friedrichroda trifft teilweise das zu, was Bücking[1]) und Pröscholdt[2]) über ihn gesagt haben.

[1]) H. Bücking, Die Zechsteinformationen bei Schmalkalden. Dies. Jahrb. 1882, S. 29 u. ff.

[2]) H. Pröscholdt, Die Zechsteinformationen am Kleinen Thür. Walde bei Bischofbrod an der Südost-Seite des Thür. Waldes. Ebenda 1886, S. 165 u. ff.

Die Ausführungen von R. Scheibe in dem Bericht über geologische Aufnahmen im Nordostteile des Blattes Brotterode[1]) lassen sich mitunter wörtlich auf ihn anwenden. Das unterste Glied des Unteren Zechsteins bildet das sogenannte Zechsteinkonglomerat, ein Transgressionskonglomerat, mit dem bei dem Hereinbruche des Zechsteinmeeres die Unebenheiten des Bodens größtenteils ausgeglichen wurden. Es besteht hier aus Bruchstücken des rotliegenden Untergrundes, die durch ein kalkhaltiges Bindemittel verfestigt sind. An der Hohen Gemeinde beim Zeichen 1 beträgt die Mächtigkeit dieser Schicht 1 m. Über das Zechsteinkonglomerat legt sich ein schwarzer, dünnschiefriger, bituminöser Mergelschiefer, der Kupferschiefer, der an der Hohen Gemeinde bei 2 und 3 eine Mächtigkeit von 20 bis 30 cm hat. Der Kupferschiefer wird vom Zechsteinkalk überlagert. Dieser besteht hier aus einer Folge plattiger, dunkler, krystalliner Kalke und Mergel, die mitunter porös, drusig und stellenweise fossilführend sind. An der Hohen Gemeinde bei 1 fanden sich in dem ca. 1,50 m mächtigen Plattenkalk *Productus horridus*, *Spirifer undulatus*, *Camarophoria Schlotheimi* und *Schizodus obscurus*. Bis hierher rechnet man den Unteren Zechstein.

Der Mittlere Zechstein mit 2,50 m Mächtigkeit an der Hohen Gemeinde ist ein grobkrystalliner, löcheriger Dolomit, welcher vielfach Lettenbröckchen und Anhydritknötchen enthält. Mitunter führt er auch, wie im Aufschluß 1 an der Hohen Gemeinde, Einlagerungen von feinschichtigen, porösen, stinkenden Blasenschiefern, deren Hohlräume durch Auslaugung des Anhydrits entstanden sind. Diese Erscheinung ist auch von R. Scheibe bei Fischbach auf dem Blatte Brotterode beobachtet worden[2]).

Der Obere Zechstein besteht aus Letten, die durch einen Komplex von Kalk- oder Dolomitbänken in eine untere und obere Abteilung zerfallen. Die Unteren Letten zeigen gewöhnlich eine hellgrüne Farbe und erreichen an der Hohen Gemeinde etwa 18 m Mächtigkeit. Teilweise, wie an der Hohen Gemeinde bei 1,

[1]) Ebenda 1895, S. LXVII u. f.

[2]) R. Scheibe, Bericht über die geolog. Aufnahmen im Nordostteile des Blattes Brotterode. Dies. Jahrb. 1895, S. LXIV.

scheinen sich auch sandige Mergelpartieen in die tonigen Letten einzuschieben. Das Auftreten von Gips im Hangenden der Unteren Letten, der westlich von Friedrichroda bis 50 m mächtig wird, wurde östlich von Friedrichroda nicht beobachtet. Der Plattendolomit, auf den ein Drittel der Gesamtmächtigkeit des Zechsteins entfällt, besteht aus einer Folge gelber bis brauner Kalke von kavernöser Struktur. Er ist reich an Bitumen und führt lokal Stinkkalke. Da er widerstandsfähiger als die ihn umgrenzenden Schichten ist, läßt sich sein Verlauf in einer Bodenerhebung gewöhnlich sehr leicht verfolgen. Die Oberen Letten haben in der Hauptsache eine tiefrote Färbung, doch kommen in den unteren Partieen auch hin und wieder, z. B. hinter Engelsbach, grüne und bläuliche Färbungen vor. Nach oben hin nehmen die Lettentone an Plastizität ab und gehen durch Aufnahme von sandigem Material allmählich in die Bröckelschiefer des Unteren Buntsandsteins über.

Die Gesamtmächtigkeit des Zechsteins ist großen Schwankungen unterworfen. Während sie an der Hohen Gemeinde eine ziemlich große ist, wird sie anscheinend nach Westen zu bei Engelsbach immer geringer, an der Chaussee nach Friedrichroda verschwindet dann der Zechstein infolge von Verwerfungen stellenweise vollkommen. Eigentümlich ist vor allem die geringe Mächtigkeit des Unteren und Mittleren Zechsteines, die an der Hohen Gemeinde etwa 4 m erreicht, ein Umstand, der auch in den angrenzenden Gebieten beobachtet ist[1]).

2. Der Buntsandstein.

Der Buntsandstein läßt sich auch hier in die drei Stufen des Unteren, Mittleren und Oberen Buntsandsteins einteilen.

Sein unterstes Glied ist bei Friedrichroda der Bröckelschiefer. Er ist ein meist magerer, sehr feinschiefriger, roter Ton, der seinen Namen daher hat, daß er an der Luft in unregelmäßige, kleine Bruchstücke zerfällt. Wegen der Ähnlichkeit mit den oberen Letten des Zechsteins ist er im Felde schwer von diesen zu trennen. Die

[1]) R. Scheibe, Über Aufnahmen auf den Blättern Friedrichroda und Ohrdruff. Dies. Jahrbuch 1887, S. XLVII.

folgenden Schichten des Unteren Buntsandsteins bestehen vorwiegend aus feinkörnigen Sandsteinen, die oft Tongallen führen und durch dünne Zwischenlagen von roten und grünlich-grauen, glimmerigen Letten getrennt sind. Die untersten Sandsteinschichten haben eine weiße, bisweilen gelbliche Färbung und sind gewöhnlich sehr dünnschichtig. Diese Schichten gehen in eine Folge von Sandsteinen über, die rot und bunt gebändert sind und eine etwas gröbere Korngröße haben. Die Korngröße bleibt jedoch immer noch unter 1 mm. Diese etwa 100 m mächtigen Schichten widerstanden der Zerstörung besser als die übrigen und sind als eine Reihe von Kuppen parallel zur Zechsteingrenze in SO.-NW.-Richtung herausmodelliert. Die obersten Schichten werden von einer wenig mächtigen Gruppe von dünnplattigen, feinkörnigen Sandsteinen und sandigen Letten gebildet, die durch ihre blutrote Farbe gekennzeichnet sind.

Der Mittlere Buntsandstein zeichnet sich gegenüber dem Unteren in seinen unteren Partieen durch sein gröberes Korn und seine grellere blutrote Farbe aus. Er beginnt mit einer Folge von dickbankigen, rötlichen, sehr grobkörnigen, zementarmen Sandsteinbänken, deren Korn bis 5 mm Größe erreicht und durch dieses Merkmal am ganzen Westrande des Thüringer Waldes sich von den Gesteinen des Unteren Buntsandsteins unterscheidet[1]). In den oberen Schichten werden die Sandsteine wieder heller und feinkörniger und sind oft durch rote und grüne sandige Lettenschichten getrennt.

Der Obere Buntsandstein (Röt) ist nur an wenigen Punkten aufgeschlossen, denn einmal schneidet die Hauptstörungszone schon im Osten den Mittleren Buntsandstein ab, und dann ist im Westen, wo wirklich noch Röt vorhanden ist, dieser fast überall durch Sandstein- und Muschelkalkgeröll bedeckt. Der Röt in den Aufschlüssen des Langen Tales besteht aus roten, grünlichgelben und auch violetten Letten. In einer kleinen Sandgrube befanden sich in den Lettenschichten Lagen von Kalkbreccie, die durch grüne und violette Lettenschichten getrennt waren. Auf

[1]) H. Pröscholdt, Über die Gliederung des Buntsandsteins am Westrande des Thür. Waldes. Zeitschrift der Deutsch. geolog. Gesellschaft 1887, pag. 343 u. f.

dem Blatte Jena ist diese Kalkbreccie nach NAUMANN ein Horizont, der für den Unteren Röt leitend ist[1]). Da hier zum Vergleich vollständige Aufschlüsse fehlen, läßt sich die genaue stratigraphische Stellung dieser Schichten für unser Gebiet nicht ermitteln. Außerdem stehen noch rote, hellgraue und grüne Rötletten im Dachsgraben und an der Quelle südwestlich des Querberges an.

Die Mächtigkeit der einzelnen Abteilungen des Buntsandsteins läßt sich bei dem Mangel an Aufschlüssen in dem Gebiete nicht genau ermitteln. Nach PRÖSCHOLDT[2]) ist am Nordwestrande des Thüringer Waldes der Untere Buntsandstein 150—200 m, der Mittlere Buntsandstein 300 m, der Röt 60—80 m mächtig. R. SCHEIBE[3]) gibt für das Blatt Brotterode und den Westteil des Blattes Friedrichroda folgende Mächtigkeiten an:

	Dünnschichtiger, weißer Sandstein . . .	40—50 m
	gröbere, bunte Sandsteine	ca. 100 »
	dünnplattige, rote Sandsteine	20 »
Summe:	Unterer Buntsandstein	160—170 m
	Mittlerer Buntsandstein	ca. 300 »

Diese Mächtigkeiten werden wohl auch für den Ostteil des Blattes Friedrichroda zutreffen. Eine genaue Abgrenzung von Mittlerem und Unterem Buntsandstein ist nicht immer möglich gewesen, da das Einsetzen der groben Sandsteinbänke besonders an steilen Abhängen und bei Waldbedeckung nicht überall, genau festzustellen ist. Deshalb ist die Grenzlinie teilweise nach Gutdünken gezogen. Wahrscheinlich ist auch, daß noch Störungen den Buntsandstein durchziehen, die aber meist nicht erkennbar sind, da Unterer und Mittlerer Buntsandstein im allgemeinen gleichen petrographischen Habitus haben. Diese Vermutung ist auch schon von R. SCHEIBE[4]) besonders für den Westteil des Blattes Friedrichroda ausgesprochen. Verfasser ist z. B. geneigt, auf der Höhe des Windfangs noch Mittleren Buntsandstein zu vermuten, obgleich die eigentliche Grenze sich weiter nördlich in einem Hohlweg ganz gut erkennen läßt; danach müßte auch hier eine Störung vorliegen.

[1]) Erläuterungen zur geolog. Karte von Preußen und der Thür. Staaten. Blatt Jena. Berlin 1909, pag. 17—18.

[2]) a. a. O. S. 343.

[3]) R. SCHEIBE, Dies. Jahrb. 1895, S. LXXII u. ff.

[4]) R. SCHEIBE, a. a. S. LXV.

3. Muschelkalk.

Der Muschelkalk gliedert sich deutlich, wie überall in Mitteldeutschland, in die drei Hauptstufen des Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalks.

a) Unterer Muschelkalk (Wellenkalk).

Der Untere Muschelkalk besteht zum größten Teil aus dünnen festen Kalkschichten mit eigentümlich welliger Struktur (Wellenkalk). Die Struktur des Wellenkalkes kann flachflaserig, mitunter sogar ebenplattig werden. Im Gegensatz hierzu stehen die Wulstkalke, die aus größeren und kleineren flachen Kalklinsen bestehen, leicht zerbröckeln und wollsackähnliche Formen bilden. Bemerkenswert ist außerdem noch, daß sich bei einzelnen Bänken außer der Schichtung oft Querplattung zeigt, wobei die Schicht durch mehr oder weniger schräg zur Schichtung laufende Zerklüftungen in parallel zu einander verlaufende S- oder Z-förmige Lagen zerfällt. Außerdem fallen auch auf der Oberfläche des Wellenkalkes eigenartige, schlangenförmig gewundene Wülste auf, die als Rhizocorallien bezeichnet werden können, und teils als Organismen, teils als Kriechspuren, oder auch als Druckerscheinungen gedeutet worden sind[1]). Zwischen diesen Wellenkalkschichten liegen dann einzelne, meist wenig mächtige, fossilführende Kalkbänke, die teils dicht, teils krystallinisch, teils auch konglomeratisch ausgebildet sind. Unter diesen Bänken zeichnen sich einige dadurch aus, daß sie mächtiger und fossilreicher werden und teilweise oolithisches und durch Auslaugung der Oolithkörner schaumiges Gefüge bekommen. Sie durchziehen ziemlich niveaubeständig fast den ganzen norddeutschen Muschelkalk. Es sind die Oolith-, Terebratel- und Schaumkalkbänke. Die 3 Zonen, die sie umfassen, sind auf der Karte ausgezeichnet worden. An die Basis der Terebratelzone ist die Grenze des Unteren und Oberen Wellenkalkes gelegt worden. Es fallen somit in ersteren die Oolithbänke α und β, im letzteren die beiden Bänke der Terebratelzone α und β und die Schaumkalkbänke.

---

[1]) E. E. Schmidt, Das ostthüringische Röt. Dies. Jahrb. 1881, Seite 143. H. Credner, Lehrbuch der Geologie. Leipzig 1906, S. 535.

Der Untere Wellenkalk.

Die Myophorienschichten.

Die unterste Abteilung des Wellenkalkes bilden die etwa 14 m mächtigen Myophorienschichten, die vom Röt zum Wellenkalke überleiten, und südlich vom Thüringer Walde von Frantzen Modiolaschichten genannt und noch zu dem Oberen Röt gezogen werden[1]). Sie bestehen in der Hauptsache aus grünen und gelben Mergeln sowie grünen und grauen Letten, denen graue, gelbe, mürbe, ebenflächige Kalke mit *Myophoria vulgaris* eingelagert sind. Den Abschluß der Myophorienschichten bilden strohgelbe Kalke, welche stellenweise in eine gelbe, harte, splittrige Kalkbank oder auch in echten Zellenkalk übergehen. Hierüber folgt dann eine 2 m mächtige Zone von gelben, mürben Kalken, die nach oben hin graugrün und mergelig werden. Dieses Lager gelber Kalke an der oberen Grenze der Myophorienschichten wird von Frantzen sowohl für Meiningen als auch für Jena als besonders charakteristisch für diesen Horizont bezeichnet[2]). Daß in den gelben Kalken, wie auf dem Kartenblatte Jena[3]) auch graugrüne, sandige Kalkmergel vorkommen, macht ein Belegstück von der östlichen Wellenkalkzone bei Georgental wahrscheinlich. Neben *Myophoria vulgaris* fanden sich in diesen Schichten noch *Natica Gaillardoti*, *Neritaria prior*, *Loxonema loxonematoides* und *Turritella obsoleta*.

Der nun folgende Teil des Unteren Wellenkalkes, Unterer Wellenkalk im engeren Sinne, bis zur Terebratelzone, wird durch die beiden Oolithbänke in zwei Abteilungen zerlegt. Die untere etwa 35 m mächtige Abteilung beginnt mit einer 0,50 m starken Bank aus dichtem, blauem, rostfleckigem Kalk, der oolithisch oder auch konglomeratisch ausgebildet sein kann. Diese Bank ist auf der SW.-Seite des Dachsberges aufgeschlossen und scheint am Hochrück sogar Gegenstand technischer Gewinnung gewesen zu

[1]) Erläuterungen zum Geologischen Kartenblatt Meiningen. Berlin 1889, S. 16—17.

[2]) Dies. Jahrbuch 1887, S. 8.

[3]) Erläuterungen zur Geolog. Karte von Preußen und den Thüring. Staaten, Blatt Jena. Berlin 1909, S. 26.

sein. An Fossilien fanden sich in dieser Bank *Gervillia socialis* und *Entalis torquata*. Die nun folgenden Schichten bis zu den Oolithbänken bilden eine sehr einförmige Gruppe von dünnschiefrigen, wulstigen Kalken, in die einzelne wenig mächtige fossilführende Kalkbänke eingelagert sind, die häufig ein konglomeratisches Gefüge besitzen. Zu unterst liegen in dem Hohlweg des Hochrücks sehr flachflaserige, harte Wellenkalke, in deren unterster Region, wie bei Meiningen[1]), gelbe Kalke von mürber und mergeliger Beschaffenheit sich befinden. Hierüber kommen dann Wellenkalke mit häufigen Einlagerungen von konglomeratischen, rostfleckigen Bänken, die teilweise sehr fossilreich sind. Eine dieser Bänke in etwa 7 m Abstand von der Oolithbank *α* führt am Schloßberg *Beneckeia Buchi*. Über der Beneckeiabank folgt eine Bank aus dickem Wulstkalk, die in dem bearbeiteten Gebiete ziemlich niveaubeständig zu sein scheint und am NW.-Abhange des Schloßberges aufgeschlossen ist. Hierüber folgen dann Wulstkalke und dann bis zur Oolithbank *α* eine Wellenkalkzone mit einigen eingelagerten dünnen Kalkbänken, die konglomeratisch und mitunter sehr fossilreich sind. Das Profil dieser Schichten ist im Hohlweg des Hochrücks bei 22 von oben nach unten folgendes:

	Oolithbank
3,80 m	Wellenkalk
0,05 »	rostfleckige, fossilreiche Kalkbank
0,30 »	Wellenkalk
0,07 »	rostfleckige, konglomeratische, fossilreiche Kalkbank
0,90 »	gelbe, harte Kalkplatten
1,10 »	harte, blaue Kalkplatten
0,05 »	rostfleckige, konglomeratische Kalkbank
0,64 »	dünnflaseriger Wellenkalk
0,06 »	rostbraune Kalkbank mit vielen Trochiten
0,10 »	Wellenkalk
0,30 »	Wulstkalk
0,92 »	bröckeliger Wellenkalk
0,05 »	harte, rostfleckige Trochitenkalkbank
0,50 »	Wellenkalk
0,03 »	braune, fossilreiche Kalkbank
1,00 »	bröckeliger Wellenkalk

[1]) Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte von Preußen und den Thüring. Staaten. 27. Lieferung, Blatt Meiningen, S. 21.

0,50	m	gelber, dünnflaseriger Wellenkalk
0,23	»	blaue Kalkbank
3,00	»	Wellenkalk
0,08	»	rostbraune, konglomeratische Kalkbank
0,60	»	gelbe, harte Kalkplatten
2,00	»	flachflaseriger Wellenkalk
0,10	»	harte, rostfleckige Kalkbank
0,60	»	Wellenkalk mit harten, grauen Kalkbänken
0,07	»	rostfleckige Kalkbank
0,55	»	Wellenkalk mit harten Kalkbänken
2,00	»	flachflaseriger Wellenkalk
0,13	»	rostfleckige Kalkbank
0,08	»	rostfleckige, fossilreiche Kalkbank
1,40	»	flachflaseriger Wellenkalk
0,14	»	harte, graue Kalkbank
1,00	»	mürber, dünnflaseriger Wellenkalk
12,00	»	mürber, teilweise gelblicher Wellenkalk, der jedoch größtenteils überrollt ist
0,20	»	oolithische Kalkbank
34,55	m	

Zone der Oolithbänke α und β.

Die Zone der Oolithbänke besteht aus zwei oolithisch entwickelten Kalkbänken, die in unserem Gebiete durch ein etwa 7—8 m mächtiges Wellenkalkmittel getrennt sind. Die Mächtigkeit der Oolithbank α beträgt etwa 0,80—1,30 m. Zu unterst besteht sie aus einer etwa 30 cm mächtigen Bank von hartem, grauem, splittrigem Kalk, der in seiner Mächtigkeit sich an allen Orten ungefähr gleich bleibt. Hierüber folgen dann Schichten von harten, grauen Kalkbänken, die durch dünne Wellenkalkschichten getrennt sind. In ungefähr 0,30 m Höhe über der unteren 0,30 m mächtigen Kalkbank erscheinen dann Bänke von harten, gelben, splittrigen Kalken, die an ihrer Basis oft Einlagerungen von großen Konglomeratlinsen aus hartem, blauem Kalk besitzen, und die verwittert zuweilen eine rostbraune Farbe bekommen. Diese Bänke sind gewöhnlich durch solche von hartem, blauem Kalk getrennt. Da die Lagen von gelb gefärbtem, splittrigem Kalk beim Zerschlagen oft einen unzersetzten blauen Kern zeigen, sind sie in frischem Zustande von den sie trennenden gewöhnlichen Kalkbänken schwer zu unterscheiden. In ihrer Mächtigkeit ist die unterste 0,30 m starke Kalkbank nach den Messungen am Schloßberg, Querberg

und Hochrück ziemlich beständig, die darüber liegenden Kalkbänke zeigen sich dagegen schon lokal, wie am Eisenbahnübergang zwischen Dammmühle und Schweizerhof bei 4, sowohl in ihrer Mächtigkeit als auch in ihrer Facies sehr wechselnd. In nur 2 m Entfernung von einander zeigten sich schon folgende Unterschiede im Profil.

Östliches Profil bei 4.

0,10 m	harter, blauer Kalk, verwittert braun
0,09 »	harter, blauer Kalk
0,12 »	harter, blauer, verwittert brauner Kalk
0,05 »	harter, blauer Kalk
0,07 »	harter, verwittert rostbrauner Kalk
0,15 »	harter, plattiger Kalk, verwittert gelb
0,06 »	harter, innen schwärzlich blauer Kalk
0,10 »	ebenplattiger Wellenkalk
0,31 »	harte, graue, splittrige Kalkbank
1,05 m	

Profil in 2 m Entfernung westlich von 4.

	Harter, dünnflaseriger Wellenkalk
0,40 m	dickbankiger, harter Wellenkalk
0,06 »	harte, braune Kalkbank
0,05 »	harte Kalbkank
0,28 »	rostfleckige Kalkbank, innen schwarzblau
0,18 »	harter, grauer Kalk
0,06 »	harte, graue Kalkbank
0,31 »	harte, graue Kalkbank
1,34 m	

Profil Hohlweg Hochrück bei 22.

	Wellenkalk
0,50 m	harte, blaue Kalkplatten
0,30 »	harte, graue Kalkbank
0,80 m	

In Bezug auf die Petrefaktenführung scheint die Bank sehr arm zu sein. Vereinzelte kleine runde Trochiten in den braunen Bänken waren die einzigen Fossilien, die vom Verfasser beobachtet wurden. Die Schichten über der Oolithbank α bis zur Oolithbank β bestehen aus Wellenkalkschichten von etwa 7—8 m Mächtigkeit, denen hin und wieder ebenflächige Kalkbänke eingelagert sind. Die Wellenkalkschichten direkt über der Oolithbank α bestehen aus hartem, flaserigem Wellenkalk, der verwittert eine gelbe

Farbe erhält, in dessen Innern jedoch fast immer noch ein blauer Kern zu erkennen ist. Über diesem Wellenkalk in ungefähr 2 m Höhe über der Oolithbank α befindet sich dann eine 0,10—0,40 m mächtige Zone von dünnplattigem, mürbem, gelbem Kalk, der eine große Ähnlichkeit mit den Myophorienplatten hat. Dieses Lager gelber Kalke ist nach PASSARGE auch auf dem Blatte Jena[1]) vorhanden und wird von FRANTZEN[2]) als ein sicheres Kennzeichen für die Identifizierung dieser Schichten nördlich vom Thüringer Walde und in Hessen hingestellt. Letzteres trifft für die Oolithzone bei Friedrichroda freilich nicht zu, da auch die Wellenkalkschichten über und unter der Oolithzone sehr oft die Neigung haben, bei der Verwitterung in gelbe, mürbe Kalke überzugehen. Die Profile dieser Zone sind folgende:

Aufschluß 4 am Bahnübergang.

Knorriger Wellenkalk
0,08 m harte, blaue Kalkbank mit gelben Schlieren
0,10 » gelbe, mürbe, ebene Kalkplatten
0,40 » knorrig ausgebildeter Wellenkalk, mürbe und gelb, innen mit blauem Kern
1,80 » dünnplattiger, grauer Wellenkalk
Oolithbank α

Profil im Hochrück-Hohlweg bei 22.

0,40 m gelbe mürbe Kalkplatten
2 » Wellenkalk, verwittert gelb
Oolithbank α

Die Oolithbank β.

Profil Bahnübergang bei 5.

0,05 m harte, blaue Kalkbank
0,90 » rostbraune, oolithische, verwittert schaumige Kalkbank
0,23 » blaue, grobe, konglomeratische Kalkbank mit gelben Kalklinsen
0,18 » grauweiße, oolithische Kalkbank, verwittert rostfleckig und schaumig
0,63 » harte, graue, konglomeratische Kalkbank mit gelben Kalklinsen
0,07 » harte, blaue Kalkbank
0,25 » harte, graue Kalkbank

2,31 m

[1]) Erläuterung zur Geolog. Karte von Preußen und den Thüring. Staaten. Blatt Jena. Berlin 1909, S. 29.

[2]) Desgl. Blatt Meiningen. Berlin 1889, S. 23.

Die Zone der Oolithbank β erreicht unter Hinzurechnung der unter ihr liegenden harten grauen Kalkbänke eine Mächtigkeit von mehr als 2 m. Die Schichten bestehen aus einer ziemlich mächtigen Schichtenfolge von harten, grauen Kalkbänken, von denen am Bahndamm westlich Schweizerhof bei 5 zwei derselben ein sehr grobkonglomeratisches Gefüge erlangen und zwar dadurch, daß sich in dem graublauen Kalk sehr große Einschlüsse von gelbem, splittrigem Kalk befinden. Zwischen die beiden Konglomeratbänke schiebt sich daselbst eine 0,18 m mächtige Bank von oolithischem, rostfleckigem Kalk ein, der verwittert grau bis weiß wird und schaumiges Gefüge bekommt. Auch am Querberg befindet sich am trigonometrischen Punkt im eigentlichen Liegenden der rostbraunen Bank eine ungefähr 1 m mächtige Bank von grauweißem, oolithischem Kalk, der verwittert schaumiges Gefüge hat. Über diesen grauen Kalkbänken kommt dann am Bahndamm bei 5 eine 0,90 m mächtige Bank von oolithischem, gelb- bis rostbraunem Kalk, der freilich im Innern noch zuweilen blauschwarze Farbe hat. Diese Bank muß man als eigentliche Oolithbank im engeren Sinne des Wortes auffassen. An manchen Stellen wird das Gefüge der Bank durch Auslaugen der Oolithkörner ebenfalls schaumig. In ihrem petrographischen Habitus besitzt die Bank eine große Ähnlichkeit mit der Terebratelbank α. Im Vergleiche mit der Oolithbank α ist die Oolithbank β fossilreich zu nennen und scheint ebenso wie auf dem Blatte Meiningen nach Frantzen[1]) durch das häufige Erscheinen von *Myophoria laevigata* charakterisiert zu sein. Außer *Myophoria laevigata* fand Verfasser noch Gervillien, runde Trochiten, die im Gegensatze zu den Verhältnissen bei Meiningen[2]) gar nicht selten sind, *Entalis torquata*, *Monotis Albertii*, *Myophoria curviorstris*, *Omphaloptycha gregaria*, *Turritella lisvaviensis* Picard und *Unicardium Schmidi*. Es kommen jedenfalls auch noch andere Arten in der Bank vor. Bei dem harten, splittrigen Gefüge der Bank ist es aber sehr schwierig, gute Exemplare zu gewinnen. Am Eisenbahndamm westlich Schweizerhof und an der Chaussee

[1]) Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte von Preußen und den Thüring. Staaten. Blatt Meiningen. Berlin 1889, S. 23.

[2]) Ebenda S. 24.

nördlich des Dachsberges ist die Bank anscheinend früher technisch gewonnen worden. Im allgemeinen aber ist sie sehr klüftig und wohl als Baustein schlecht geeignet.

Die Schichtenfolge von der oberen Oolithbank bis zur Terebratelzone ist auf dem Kartenblatte Friedrichroda meist schlecht aufgeschlossen, so daß nirgends genaue Messungen möglich waren. Die Schichten, deren Mächtigkeit 20—25 m betragen mag, bestehen aus gewöhnlichem Wellenkalk, dem einige 0,05—0,25 m mächtige blaue Kalkbänke eingelagert sind, die hin und wieder konglomeratische Ausbildung besitzen und fossilführend sind. Zwei solcher Bänke befinden sich in ungefähr 1 m Höhe über der Oolithbank β und sind besonders durch das massenhafte Vorkommen von *Omphaloptycha gregaria* und *Myophoria curvirostris* gekennzeichnet. Ein wichtiger Leithorizont für diese Schichten ist eine etwa 7 m unter der unteren Terebratelbank liegende 0,20 m mächtige krystalline, konglomeratische Kalkbank, die nach dem häufigen Vorkommen von *Spiriferina fragilis* auch als *Spiriferina fragilis*-Bank bezeichnet wird. Die besondere Reichhaltigkeit dieser Bank an Spiriferinen in der Umgebung von Friedrichroda ist bereits von R. Scheibe und Zimmermann hervorgehoben[1]). Außerdem führt die Bank noch in großer Menge Encrinitenstiele, Myophorien, *Gervillia socialis*, *Mytilus vetustus* und *Lima striata*.

Oberer Wellenkalk.

Zone der Terebratelbänke.

Der obere Wellenkalk beginnt mit der Zone der Terebratelbänke. Diese bestehen aus zwei mächtigen, krystallinischen, stellenweise oolithischen, blaugrauen bis rostbraunen Kalkbänken, die durch ein 2—3 m mächtiges Wellenkalkmittel getrennt sind.

Die untere Bank $\tau 1$, deren Mächtigkeit am südlichen Abhange des Geiersberges bei 20 ungefähr ein Meter beträgt, besteht aus einem harten, klüftigen, blauen, krystallinischen, mitunter oolithischen Kalk, der durch die Verwitterung eine gelbe bis rostbraune Farbe erhält, mitunter schaumig wird und hierdurch

[1]) R. Wagner, Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalks bei Jena, Jena 1887. S. 48.

äußerlich, wie auch Frantzen bei Meiningen[1]) konstatiert, eine große Ähnlichkeit mit den rostbraunen Partieen der Oolithbank β hat. Im Vergleich zu $\tau 2$ kann man $\tau 1$ fossilarm nennen. *Terebratula vulgaris*, runde Trochiten sowie vereinzelt *Gervillia socialis* sind fast die einzigen Fossilien der Bank.

Die obere Terebratelbank $\tau 2$, deren Mächtigkeit am Aufgange zur Haltestelle Schweizerhof 0,66 m beträgt, die jedoch an anderer Stelle bis 1 m mächtig wird, besteht gewöhnlich aus hartem, splittrigem, blaugrauem, krystallinem Kalk, der mächtige knorrige Bänke bildet und stellenweise durch Auslaugung der Fossilien auch wie die untere Terebratelbank eine gelbe rostbraune Farbe bekommt. Diese Bank ist sehr reich an *Terebratula vulgaris* und großen, runden, weißen Trochiten, welch' letztere vor allem in den unteren Partieen der Bank angehäuft sind. In den oberen Lagen der Bank ist hingegen mehr *Spiriferina hirsuta* vorhanden. An Petrefakten beobachtete Verfasser Myophorien, *Pecten discites*, *Lima lineata*, *Gervillia socialis*. Die Terebratelzone gleicht somit, sowohl in ihrer petrographischen als auch faunistischen Entwickelung, sehr den Verhältnissen bei Meiningen[2]). Über der oberen Terebratelbank folgen dann einige Fossilbänke, die vor allem wichtig für die Erkennung des Hangenden der Terebratelzone bei gestörten Lagerungsverhältnissen sind. Die oberste dieser Bänke liegt etwa 0,10 bis 0,20 m über $\tau 2$ und besteht aus einem etwa 0,10 m mächtigen Kalkbänkchen aus schwarzblauem, splittrigem Kalk, der Einlagerungen von gelbbraunen Konglomeratlinsen enthält, runde Trochiten sowie Gervillien führt, im allgemeinen aber fossilarm zu nennen ist. Die zweite Zweischalerbank mit ebenfalls 0,10 m Mächtigkeit besteht gleichfalls aus blauschwarzem, hartem, splittrigem Kalk, der sich vor allem durch den Reichtum an *Gervillia socialis* auszeichnet. Außerdem wurden in der Bank noch *Terebratula vulgaris*, *Spiriferina hirsuta*, *Pentacrinus dubius* sowie *Pecten discites* beobachtet. Über der zweiten Zweischaler-

[1]) Erläuterung zur Geolog. Karte von Preußen und den Thür. Staaten. Blatt Meiningen. Berlin 1889, S. 25.

[2]) Ebenda, S. 25–26.

bank folgt dann nach Zwischenschaltung einer Lage von gelbem, ebenflächigem Wellenkalk eine rostfleckige Konglomeratbank aus hartem, grauem Kalk, die in Bezug auf ihre Mächtigkeit, wie aus den noch folgenden Profilen hervorgeht, ziemlich großen Schwankungen unterworfen ist. An Fossilien wurden in der Konglomeratbank dieselben wie in der zweiten Zweischalerbank beobachtet. In 0,10 m Entfernung über dieser Konglomeratbank befindet sich dann eine 0,08 m mächtige Bank aus hartem, blauem, detritogenem Kalk, der mitunter wulstig oder auch konglomeratisch ist und sich durch seinen Fossilreichtum auszeichnet. Vor allem sind es die Schalen der *Terebratula vulgaris* und der *Spiriferina hirsuta*, die hier geradezu gesteinsbildend auftreten. An Fossilien fanden sich in dieser Bank außerdem noch runde Trochiten, *Lima lineata*, *Gervillia socialis*, *Myophoria vulgaris* und *elegans*, *Pecten Schröteri* sowie *Mytilus eduliformis*. Profile dieser Zone sind folgende:

1. Am Bahnhof Schweizerhof bei 7, Aufgang Haltestelle.

Wulstig bröckeliger Kalk
0,07 m *Spiriferina hirsuta*-Bank
0,10 » knorriger Wellenkalk
0,09 » Konglomeratbank
0,19 » flachflaseriger Wellenkalk
0,10 » fossilarme Zweischalerbank
0,10 » gelber plattiger Wellenkalk
0,07 » fossilreiche Zweischalerbank
0,20 » knorriger Wellenkalk

1,04 m
0,66 » Terebratelbank

2. Profil an der Bahn bei 8.

Wulstig bröckeliger Kalk
0,06 m *Spiriferina hirsuta*-Bank
0,10 » knorriger Wellenkalk
0,09 » Konglomeratbank
0,23 » gelber, ebenflächiger Kalk
0,07 » erste Zweischalerbank
0,30 » gelber, plattiger Wellenkalk
0,10 » fossilreiche Zweischalerbank
0,08 » knorriger Wellenkalk

0,93 m
Terebratelbank τ?.

3. Profil 2 m östlich von 8:

Wulstig, bröckeliger Wellenkalk
0,08 m *Spiriferina hirsuta*-Bank
0,10 » knorriger Wulstkalk
0,25 » Konglomeratbank
0,06 » gelber, ebenflächiger Wellenkalk
0,07 » erste Zweischalerbank
0,32 » gelber, flacher Wellenkalk
0,10 » zweite Zweischalerbank
0,10 » knorriger Wellenkalk

1,09 m

Terebratelbank $\tau 2$.

Diese Petrefaktenbänke dicht über der Terebratelzone werden von Frantzen auch in den Erläuterungen zur geologischen Karte des Blattes Meiningen S. 27—28 hervorgehoben und scheinen ein Äquivalent zu den Macrodonbänken bei Jena, in denen freilich *Spiriferina hirsuta* nur untergeordnet auftritt, zu sein[1]).

Die nun bis zur untersten Schaumkalkbank folgenden Schichten, Oberer Wellenkalk (mu_2) im engeren Sinne, deren genaue Mächtigkeitsbestimmung nicht möglich war, sind ungefähr 20 m mächtig. Zu unterst zeigt der Wellenkalk eine mehr knorrig wulstige Beschaffenheit, vor allem direkt über der *Spiriferina hirsuta*-Bank. In den oberen Schichten in der Nähe der Schaumkalkzone, wird der Kalk ebenflächiger, zeigt öfters parallelepipedische Zerklüftung und nimmt ein dem Schaumkalk ähnelndes, mehlsteinartiges Gefüge an. Doch ist damit nicht gesagt, daß nicht hin und wieder knorrig wulstige Partieen sich einschieben, nur herrschen die dünnschiefrigen Wellenkalke vor. Den Schichten sind einige bis 0,10 m mächtig werdende Bänke von hartem, grauem Kalk eingelagert, die teilweise sehr fossilreich sind. Unter diesen Bänken, von denen die meisten lokal schon sehr wechselnd sind, scheint dagegen eine Bank für das bearbeitete Gebiet ziemlich niveaubeständig zu sein, da sie am Dammberg, Geiersberg bei 11, Schloßberg sowie bei der Haltestelle Schweizerhof beobachtet worden ist. Sie befindet sich

[1]) R. Wagner, Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalks bei Jena. Berlin 1897, S. 51.

etwa 7 m unter der unteren Schaumkalkbank, besteht aus hellgrauem, detritogenem Kalk und ist ungefähr 0,10 m mächtig. Charakteristisch für die Bank ist, daß die Fossilien hauptsächlich nur im Innern der Bank liegen und die Schalen der Fossilien in reinen, weißen Kalkspat umgewandelt sind. Meistens sind nun aber die Schalen der Fossilien ausgelaugt, so daß nur noch die Steinkerne vorhanden sind, und die Bank in ihrer Mitte jeglichen Zusammenhang verliert. In diesem Falle zeigt der Kalk eine durch einen gewissen Eisengehalt hervorgerufene intensive Rotfärbung. An Fossilien führt die Bank vor allem verschiedene Myophorien, *Gervillia socialis*, *Pleurotomaria Hausmanni* und *Entalis torquata* sowie runde und fünfeckige Crinoidenstielglieder. Letzterer Umstand wie auch die Art der Fossilführung und der Horizont deuten darauf hin, daß man höchst wahrscheinlich die zweite Petrefaktenbank Frantzen's[1]) im Oberen Wellenkalk vor sich hat. Diese Bank liegt bei Meiningen in $^2/_3$ Höhe des Oberen Wellenkalkes nnd ist nach Frantzen durch das häufige Erscheinen von *Pentacrinus dubius* charakterisiert. Welchem Horizont Wagner's bei Jena die Bank entspricht, wagt Verfasser nicht zu entscheiden. Es könnte sein, daß es die Bank h 1 ist, die im Rosenthal bei Jena $5^1/_2$ m unter der untersten Schaumkalkbank sich befindet[2]) Das Profil durch den oberen Teil dieser Zone ist von oben nach unten am Geiersberg bei 11 an der Felswand gegenüber der Obermühle folgendes:

Untere Schaumkalkbank *x*1
0,55 m gelbe ebenplattige Kalkbänke
0,55 » dünnflaseriger Wellenkalk
0,14 » gelber, plattiger Wellenkalk
0,08 » blaue Fossilbank
0,04 » blaue Fossilbank
0,55 » gelber, ebenflaseriger Wellenkalk
0,05 » harte, blaue Fossilbank mit vielen großen Gervillien
0,14 » blaue Kalkbank
1,55 » wulstiger, knorriger Wellenkalk

[1]) Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte von Preußen und den Thüring. Staaten. Blatt Meiningen. Berlin 1889, S. 28 und 29.

[2]) R. Wagner, Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalkes bei Jena. Berlin 1897, S. 57.

0,58 m feinflaseriger Wellenkalk
0,09 » mehlige, poröse Kalkbank
2,65 » ebenflächiger, dickplattiger Wellenkalk mit parallelepipedisch zerklüfteter Zone
6,97 m
0,08 » Fossilbank mit *Pentacrinus dubius*
5,56 » wulstig bröckeliger Wellenkalk
0,50 » ebenplattiger Wellenkalk
0,66 » Folge harter, grauer, detritogener Kalkbänke
0,90 » gewöhnlicher Wellenkalk
Flußbett

Zone der Schaumkalkbänke.

Zu dieser etwa 10 m mächtigen Zone sind die nun folgenden Schichten des Oberen Wellenkalkes einschließlich der Orbicularisschichten bis zu dem Mittleren Muschelkalk zusammengefaßt. An Schaumkalkbänken kann man bei Friedrichroda, wenn man eine wenig mächtige, sogar einmal ganz fehlende, dicht unter den Orbicularisschichten befindliche Bank mit berücksichtigt, drei unterscheiden. Schaumkalk nennt man einen porösen, weichen Kalkstein, der durch Auslaugung eines ursprünglich oolithischen Gesteins entstanden ist[1]). Von den zuweilen auch schaumig entwickelten Partieen der Oolithbänke unterscheidet sich der echte Schaumkalk durch die runde Form seiner Poren, während der schaumige Oolith mehr eckige, zerfressene Poren zeigt. Beim Zerschlagen zerstäubt der Schaumkalk und liefert ein weißes Mehl. Dieser Kalkstein wird daher von den Steinbrechern bei Jena Mehlbatz genannt[2]). Zu den Eigentümlichkeiten der Schaumkalkbänke gehören noch die zahlreichen Stylolithen, deren Entstehung verschieden gedeutet wird.

Die unterste Bank ist in ihrer Mächtigkeit sehr wechselnd, da sie in ihren unteren Partieen dazu neigt, in Bänke von gewöhnlichem, hartem, blauem Kalk überzugehen, die dann nahezu fossilfrei sind. Bemerkenswert ist außerdem noch, daß diese blauen Kalkbänke an ihrer Auflagerungsfläche ein konglomeratisches

[1]) W. Frantzen, Untersuchungen über die Gliederung des Unteren Muschelkalkes von Thüringen und Hessen und über die Natur der Oolithkörner in diesen Gebirgsschichten. Dies. Jahrbuch 1887, S. 84.

[2]) R. Wagner, Die Formationen des Buntsandsteins und Muschelkalkes bei Jena. Jena 1887, S. 16.

oder breccienhaftes Gefüge, ähnlich wie es schon bei den Oolithbänken beobachtet wurde, annehmen. In den oberen Partieen der Bank herrscht dagegen echter Schaumkalk vor, der bei Haltestelle Schweizerhof 0,44 m, am Geiersberg, wenn man von den knorrigen Kalkeinlagerungen absieht, sogar 0,77 m mächtig wird. Der Kalkstein zeigt eine helle bis fast weiße Farbe. Sein Gefüge ist mehr oder weniger porös; als Baustein scheint die Bank wegen der blauen Kalkeinlagerungen und der starken Zerklüftung wenig brauchbar zu sein. Die wechselnde Zusammensetzung der Bank ist aus folgenden Profilen ersichtlich:

Profil bei 18 gegenüber Obermühle.

Dünnflaseriger Wellenkalk

0,77 m	hellgraue, knorrige Kalkbank mit schaumigen Partieen
0,12 »	gelbe, mehlige Kalkbank
0,08 »	schwarze, splittrige Kalkbank
0,05 »	» » »
0,06 »	dünnplattiger Wellenkalk
0,07 »	dichte, schwarze, splittrige Kalkbank
0,06 »	ebenplattiger Wellenkalk
0,07 »	dichter, harter, splittriger Kalk
0,04 »	dünnplattiger, ebenflächiger Kalk
0,04 »	Fossilbank
1,36 m	

2. Profil Haltestelle Schweizerhof bei 7.

0,44 m	brauner Schaumkalk, stellenweise lichtweiß
0,09 »	harte, blaue Kalkbank, zu unterst konglomeratisch
0,04 »	mürber Wellenkalk
0,10 »	blaue, harte Kalkbank, fossilreich
0,23 »	hellgelber, splittriger Kalk mit vielen Trochiten
0,50 »	graugelbe, mehlige Kalkbank
1,40 m	

Wellenkalk

An Fossilien fanden sich in den meist fossilarmen unteren blauen Kalkbänken überwiegend große Trochiten, vereinzelt noch *Myophoria elegans* und *Entalis torquata*. Die oberen echten Schaumkalk führenden Partieen der Bank zeigten sich dagegen sehr fossilreich. Bei Bahnhof Schweizerhof fanden sich in ihm große Trochiten, *Gervillia socialis* und *Goldfussi*, *Myophoria vulgaris*, *elegans*, *orbicularis*, *ovata*, *Euomphalus exiguus*, *Entalis tor-*

quata, *Pholadomya Schmidi*. Außerdem wurden noch große runde Bohrlöcher im Gestein beobachtet.

Über der Schaumkalkbank folgt dann eine 1,80—2,80 m mächtige Wellenkalkzone, in der hin und wieder 0,02—0,03 m mächtige Fossilbänke vorkommen, deren Fossilien sich hauptsächlich im Innern der Bank befinden.

Die Mittlere Schaumkalkbank erreicht 1—1,5 m Mächtigkeit. Sie besteht hauptsächlich aus einem hellgrauen, typischen Schaumkalk, der namentlich die oberste Lage der Bank mit etwa 0,80 m Mächtigkeit recht regelmäßig zusammensetzt. Die untersten Partieen der Bank dagegen zeigen eine große Neigung in mehlige Kalkbänke oder sogar in gewöhnlichen blauen Kalk und Wellenkalk überzugehen und verringern hierdurch die Bauwürdigkeit der Bank, die am Hochrück im Mittel 1,5 m beträgt, sehr. Stylolithenbildungen wurden häufig in dieser Bank beobachtet. Profile dieser Zone sind folgende:

1. Gegenüber der Obermühle bei 11.

Wellenkalk
0,81 m hellgrauer, typischer Schaumkalk
0,23 » hellgraue Kalkbank
0,09 » ebenflächiger Wellenkalk
0,18 » knorriger Wulstkalk
0,26 » mehlige, weiße Kalkbank

1,58 m

Hierunter noch bis zur unteren Schaumkalkbank
1,80 m Wellenkalk mit 4 dünnen Fossilbänken.

2. Profil im Steinbruch bei Schönau bei 18.

Ebenflächiger Wellenkalk
0,80 m hellgrauer Schaumkalk
0,26 » hellgraue, mehlige Kalkbank

1,06 m
2,50 » dünnflaseriger Wellenkalk mit zwei Fossilbänken
Untere Schaumkalkbank

Im westlichen Steinbruch am Hochrück bei 12 war die Mittlere Schaumkalkbank 1,30 m mächtig und bestand vollkommen aus hellgrauem, typischem Schaumkalk. An Fossilien fanden sich in der Bank, und zwar meistens als Steinkerne, am häufigsten

Gervillia Goldfussi, *Myophoria orbicularis* und große Trochiten, die in den obersten Lagen der Bank besonders gehäuft sind; außerdem noch *Myophoria ovata*, *vulgaris*, *Unicardium Schmidi*, *Turbonilla dubia*, *Pleurotomaria Hausmanni*, *Entalis torquata*, *Pseudocorbula* und *Modiola triquetra*.

Die nun folgenden Wellenkalkschichten bis zur obersten Schaumkalkbank sind 1,80—2 m mächtig und bestehen in der Hauptsache aus mürben, gelblichen, ebenplattigen Kalken. Die Zone ist dadurch ausgezeichnet, daß sie in ihrem unteren Teile eine bis 1 m mächtig werdende Abteilung von schief parallelepipedisch zerklüfteten Kalken enthält, die auch von FRANTZEN[1]) für das Blatt Meiningen und von NAUMANN[2]) für das Blatt Jena hervorgehoben werden. In den weiter unten folgenden Profilen des Aufschlusses 11 und 13 sind diese schräg zerklüfteten Kalke vorzüglich aufgeschlossen. Am Geiersberg bei 11 befindet sich in 0,75 m Höhe über der Mittleren Schaumkalkbank eine 0,07 m mächtige Kalkbank, die eine Unmenge von Myophorien führt.

Die oberste Schaumkalkbank χ_3 erreicht nur sehr geringe Mächtigkeit. Verfasser hält sie aber für erwähnenswert, weil sie große Ähnlichkeit mit der Oberen Schaumkalkbank FRANTZEN's bei Meiningen zeigt[3]), die freilich daselbst durchschnittlich 0,75—1 m mächtig ist. Gut aufgeschlossen ist diese Bank am Geiersberg bei 11 gegenüber Obermühle. Sie besteht hier aus einem harten, splittrigen, dunklen, rostbraunen, schaumigen Kalk, der an seiner Basis durch Einlagerungen von gelbem Kalk ein konglomeratisches Gefüge bekommt. Die Bank ist bei 11 0,13 m mächtig, wird aber nach Westen zu immer geringer, indem ihr oberer Teil in einen dichten, gelben, mehligen Kalk übergeht. In dem Aufschluß 13 am Geiersberg ist die rostbraune Facies der Bank ganz verschwunden. Am Hochrück tritt sie, wie aus Lesestücken hervorgeht, wieder auf. Auch bei Meiningen soll die Bank am Dreißigacker teilweise in gelben Kalk übergehen. Ebenfalls ließ

[1]) Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte von Preußen und den Thüring. Staaten. Blatt Meiningen. Berlin 1889. S. 31.

[2]) Desgl. Blatt Jena. Berlin 1909. S. 33.

[3]) Desgl. Blatt Meiningen. Berlin 1889. S. 32.

sich konstatieren, daß das Gestein beim Anschlagen empyrheumatisch riecht. In der Fossilführung ist in dieser Bank eine vollständige Verarmung eingetreten. Es fanden sich nur noch *Gervillia Goldfussi* und *Myophoria orbicularis*. Vergleichende Profile für diese Zone sind folgende:

1. Profil Obermühle bei 11.

0,30 m	dichte, ebenflächige, gelbe Kalkplatten
0,13 »	dunkler, brauner, konglomeratischer Schaumkalk
1,02 »	ebenflächiger, grauer Kalk
0,07 »	Myophorien führende Kalkbank
0,15 »	ebenflächiger Kalk
0,20 »	ebenflächiger Wellenkalk
0,06 »	gelber, schrägzerklüfteter Kalk
0,03 »	gelber, zerklüfteter Kalk
0,10 »	ebenflächiger Kalk
0,05 »	schräg zerklüfteter Kalk
0,05 »	ebenflächiger Kalk
0,03 »	schräg zerklüfteter Kalk
0,10 »	ebenflächiger Kalk
1,86 m	

Mittlere Schaumkalkbank

2. Profil Geiersberg bei 13.

0,33 m	mürbe, gelbe, ebenflächige Kalkplatten
0,12 »	feinkörnige, mehlige Kalkbank
	Vertreter der dritten Schaumkalkbank
1,22 »	dickflächige, ebene Kalke
0,09 »	gelber, schräg zerklüfteter Kalk
0,08 »	gelber, schräg zerklüfteter Kalk
0,18 »	gelber, ebenflächiger Kalkmergel
0,07 »	schräg zerklüfteter Kalk
0,25 »	ebenflächiger Kalk
1,88 m	

Mittlere Schaumkalkbank

3. Profil im Steinbruch bei Schönau bei 18.

	Dichter, ebenplattiger Kalk
0,22 m	dunkelbraune, rostige Schaumkalkbank
1,10 »	gelbe, dickplattige Kalke
0,90 »	gelbliche, graue, mürbe Kalke zu oberst mit schräg zerklüfteter Zone
2,00 m	

Mittlere Schaumkalkbank χ^2

In den nun folgenden Orbicularis-Schichten, die vorwiegend aus gelben, mürben, ebenplattigen Kalken bestehen, verschwindet auch *Gervillia Goldfussi*, und als einziges Leitfossil des Wellenkalkes bleibt *Myophoria orbicularis* über. Wo letztere dann vollkommen zu fehlen beginnt, leiten die Schichten zu dem nahezu fossilleeren Mittleren Muschelkalk über.

b) Der Mittlere Muschelkalk (mm).

Der Mittlere Muschelkalk bildet im Gelände eine selten aufgeschlossene Schichtengruppe, da er sehr leicht verwittert und meistens auch von Oberem Muschelkalk noch überrollt ist. Nur an einer Stelle, an der linken Talseite westlich von Schönau bei 17, bietet ein kleiner Bergrutsch einen Einblick in die untersten Schichten dieser Zone. Das Profil der Schichten von oben nach unten ist folgendes:

Ackerkrume
1 m dünnschiefrige, grüne Mergel
2,50 » grüne, ebenplattige Kalkmergel
0,20 » harte, rötliche Kalkbank
1 » graue Mergel
0,25 » harte, rötliche Kalkbank
0,30 » graue Mergel
0,10 » harte, rötliche Kalkbank
1 » schwarzgraue Mergel
0,20 » harte, rötliche Kalkbank
0,30 » rote Mergel mit schwarzen Zwischenlagen
1,50 » graugrüne Kalkmergel
1,10 » harter, grauer Kalk
1 » dünnschiefrige, graue Letten
0,50 » rote Letten mit grünen Zwischenlagen
3 » graugrüne Letten
Bachschotter

Über den Orbicularis-Schichten folgen zunächst noch gelbe, mürbe Kalke, deren Mächtigkeit sich aber ebenso wie die der Orbicularis-Schichten nicht bestimmen läßt. Auf die gelben Kalke folgen dann graugrüne Mergel, die mit Schichten von mürben, dolomitischen Kalkschichten abwechseln. In dem Aufschluß oberhalb Schönau fallen dann vier sehr harte Kalkbänke von rötlichgrauer Farbe und splittrigem Bruch ins Auge, die den Mergeln eingelagert sind (siehe Profil bei 17). Spuren dieser durch Verwitte-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

rung blutrot gefärbten Kalkbänke ließen sich auch auf dem Wege von Ernstroda nach dem Geiersberg feststellen. In den höheren Schichten des Mittleren Muschelkalkes stellen sich dann Einlagerungen von Zellenkalk ein, der nach losen Stücken und den Bänken einer verworfenen Mittleren Muschelkalkpartie im Hohlweg des Querberges anscheinend stellenweise über 0,75 m mächtig wird. Gegen die Grenze des Oberen Muschelkalkes treten dann wieder mehr kalkige Zwischenlagen auf. Stratigraphisch wichtig ist hier vor allem der sogenannte Hornsteinkalk, der sich etwa 2,5 m unter dem eigentlichen Trochitenkalk befindet. Er ist meistens eng an eine Bank von gelbem, mürbem Zellenkalk geknüpft, dessen untere Lage Einschlüsse von schwärzlich braunen Hornsteinlinsen enthält, die aber an der Randzone in braungelbe Kalke übergehen. An einzelnen Stellen jedoch, wie am SO.-Fuß des Geiersberges bei Schönau (westlich Aufschluß 17), befanden sich die Hornsteinkalke auch in weißen, dichten, tonigen Kalken. Die Hornsteinkalkbank ist zur Identifizierung des Liegenden des Trochitenkalkes bei gestörter Lagerung mitunter sehr wichtig. Über den gelben, zelligen Kalken folgen dann bis zu den Trochitenkalken noch gelbe und graue, teilweise sogar schwarze Kalkmergel, die dann durch bereits fossilführende Kalkbänke getrennt sind. Das Profil dieser Schichten im Bahneinschnitt bei 14 ist von oben nach unten folgendes:

	Trochitenkalk
0,02 m	harte, blaue Kalkbank
0,12 »	harte, blaue Kalkbank
0,03 »	gelbe Mergelschiefer und Letten
0,10 »	harte, blaue Kalkbank
0,05 »	dünnschiefriger Kalkmergel
1 »	harte, ebene Kalkbänke, getrennt durch strohgelbe Kalkmergel
0,05 »	schwarze, dünnschiefrige Kalkmergel
0,20 »	graue Kalkbank
0,70 »	schwarze, dünnschiefrige Kalkmergel
0,30 »	gelbe, mürbe Kalkbank, teilweise porös und zellig
2,57 m	
0,10 »	Hornsteinbank
2 »	Mergelkalke

c) Oberer Muschelkalk.

Der Obere Muschelkalk, der in den Trochitenkalk und die Nodosenschichten zerfällt, ist nur an einer Stelle, nämlich an dem Bahneinschnitt hinter Ernstroda, auf dem bearbeiteten Gebiete gut aufgeschlossen. Trotzdem fällt eine Abgrenzung des Oberen Muschelkalkes gegen den Mittleren nicht schwer, weil der Trochitenkalk mit seinen harten Kalkbänken gewöhnlich eine sehr scharfe Terrainkante gegen den leicht zerfallenden Mittleren Muschelkalk bildet. Da diese Terrainkante gewöhnlich erst mit dem eigentlichen Trochitenkalk beginnt, werden bei der Kartierung die oolithischen Kalke mit dem Hornsteinkalk noch zum Mittleren Muschelkalk gerechnet. Dieses hat auch NAUMANN bei der Aufnahme des Kartenblattes Jena getan[1]). WAGNER und FRANTZEN lassen dagegen den Oberen Muschelkalk schon mit der Hornsteinkalkbank beginnen[2]).

Der Trochitenkalk (mo1).

Der Trochitenkalk hat im Bahneinschnitt Ernstroda bei 14 eine Mächtigkeit von 4,80 m. Zu unterst liegt hier eine 0,50 m mächtige Bank von hartem, blauem Wulstkalk. Darüber folgt eine 0,70 m mächtige Kalkbank aus wulstig bröckligen Kalken mit Einlagerungen von rostig-braunem Kalkgeröll. Die höheren Schichten dagegen bestehen aus einer Folge von festen, krystallinischen, wenig zerklüfteten Kalkbänken, die gewöhnlich 0,50 m mächtige, klotzige Bänke bilden. Sie haben eine blaugraue, äußerlich rostig-braune Farbe, enthalten mitunter Glaukonit, nehmen zuweilen auch oolithische Struktur an und zeichnen sich durch ihren Reichtum an Trochiten, *Lima striata* und *Coenothyris vulgaris* aus. Getrennt werden die Bänke durch äußerst dünne Zwischenlagen von weichen Mergelschiefern. Die Fossilien lassen sich besonders gut auf der Oberfläche der Bänke erkennen, wo sie unter den weichen Mergelschichten meist vorzüglich erhalten sind. Beim Zerschlagen der Bänke erhält

[1]) Erläuterungen zur Geolog. Karte von Preußen und den Thüring. Staaten. Blatt Jena. Berlin 1909. S. 39.

[2]) Ebenda. Blatt Meiningen. Berlin 1889. S. 40—41.

man gewöhnlich nur splittrige Kalkstücke, die nichts als zahlreiche Schalenquerschnitte erkennen lassen. Der Boden des Trochitenkalkes bildet steinige, unfruchtbare Hänge, die als Ackerboden nicht verwandt werden können, sondern meistens, wie am Eichberg, Geiersberg und Kummetberg, mit Kiefern und Fichten bepflanzt sind oder als mit Dornengestrüpp bewachsene Grastriften brach liegen und so von weitem schon für das Auge erkennbar sind. Am Kummetberg und im Hasenwinkel ist früher der Trochitenkalk als Baustein gebrochen worden.

Die Nodosenschichten (mo2).

Die Nodosenschichten werden durch die *Terebratula cycloides*-Bank in eine untere und eine obere Abteilung zerlegt. Das Profil durch die untere Abteilung im Bahneinschnitt bei Ernstroda ist, soweit dieselbe aufgeschlossen ist, von oben nach unten folgendes:

2	m	Tonplatten
0,23	»	Bank mit *Terebratula cycloides*
3	»	Tonplatten mit vielen Ceratiten und anderen Fossilien
0,17	»	fossilreiche, rostfleckige Kalkbank
0,30	»	gelbe, dünnplattige Tonplatten
0,05	»	schwarze Letten
0,20	»	Tonplatten
0,08	»	blauschwarze Letten
0,10	»	Tonplatten mit Rhizocorallien
0,20	»	fossilreiche, rostfleckige Kalkplatten
1,30	»	Tonplatten
0,16	»	fossilreiche Kalkbank
1,00	»	Tonplatten
0,18	»	blaue, detritogene Kalkbank
0,90	»	Tonplatten
0,70	»	zwei harte, fossilreiche Kalkbänke
1,10	»	Tonplatten
1,00	»	harte, fossilreiche Kalkbank
1,00	»	Tonplatten mit Rhizocorallien
0,70	»	graue, rostfleckige, fossilreiche Kalkbank
4,40	»	Tonplatten mit großen Gervillien
0,70	»	klüftige, fossilreiche Kalkbank
0,90	»	schwärzlichgraue Tonplatten
0,35	»	blaue, fossilreiche Kalkbank
1,70	»	Tonplatten
0,30	»	Kalkbank
4,00	»	Tonplatten
		Trochitenkalk
21,82	m	bis zur *Terebratula cycloides*-Bank

Die unteren Nodosenschichten sind in diesem Aufschluß also nahezu 22 m mächtig und bestehen untergeordnet aus harten, blauen, detritogenen Kalkbänken, die durch mehr oder weniger mächtige Ton- und Mergelschichten und Lagen dichten, blauen Kalkes getrennt sind. In den höheren Nodosenschichten nehmen die detritogenen Kalkbänke ab und verschwinden. Diese Bänke von krystallinen, harten, blauen, detritogenen Kalken zeichnen sich gegenüber den Tonplatten durch ihren rostfleckigen und zerfressenen Habitus aus, nahe dem Trochitenkalk führen sie auch noch öfters Terebrateln. In ihrer Ausbildung haben also diese Bänke noch viel mit dem Trochitenkalk gemeinsam, und auch die Cycloides-Bank besitzt diesen Charakter. In dem Profil des Eisenbahneinschnittes kommen 10 solcher Bänke von 0,20—0,70 m Mächtigkeit vor. Die Einteilung Wagner's der unteren Tonplatten in Gervillien- und Discites-Schichten[1]) läßt sich hier schlecht durchführen. Überdies hat sie auch für Kartierungszwecke wenig Wichtigkeit. Außerdem fehlt auch, wie bei Meiningen[2]), der zweite Trochitenhorizont im Oberen Muschelkalk, die Bank mit *Spiriferina fragilis*, die bei Jena etwas über der Mitte der Discites-Schichten sich befindet. Zu unterst sind die Tonplatten im Innern fossilarm, an der Oberfläche jedoch häufig mit zahlreichen Exemplaren der *Gervillia socialis* bedeckt. In den oberen Schichten dagegen liegen die Fossilien mehr im Innern der jetzt sehr fossilreichen Tonplatten. Vor allem sind *Monotis Albertii* und *Pecten discites* häufig. Eine genaue Grenze ließ sich aber in dieser Beziehung nicht feststellen. Bemerkenswert sind dann die Schichten direkt unter der Cycloides-Bank. Petrographisch sind hier die Einlagerungen von dicken, schwarzblauen, tonigen Lettenlagen, die an der Luft tiefe Trockenrisse bekommen, eigentümlich. Außerdem zeigen einige Kalkbänke, die in diesen Schichten lagern, unebene Schichtung und teilweise sogar dickwulstiges, knauriges Gefüge. Die Oberfläche der Kalkbänke ist gewöhnlich

[1]) H. Wagner, Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalkes bei Jena. Berlin 1897. S. 84 ff.

[2]) Erläuterungen zur Geolog. Karte von Preußen und den Thüring. Staaten. Blatt Meiningen. Berlin 1889. S. 42.

von zahlreichen, großen, wenig gewundenen Rhizocorallien bedeckt. Gegenüber den unteren Schichten fällt der Fossilreichtum sowie das häufige Vorkommen des *Ceratites nodosus* auf, nach dem die ganze Gruppe ihren Namen hat, der aber erst dicht unter der *Terebratula cycloides*-Bank in großer Anzahl erscheint. Manche Platten sind an ihrer Oberfläche fast ganz von diesem Fossil bedeckt. Weiterhin ist die Größe der einzelnen Exemplare bemerkenswert. Auch *Gervillia socialis* und *Nautilus bidorsatus* kommen in ganz riesigen Exemplaren vor. Die harten, knorrigen Kalkbänke selber bestehen fast vollkommen aus Muscheldetritus, wobei vor allem *Monotis Albertii* sowie *Pecten discites*, letzterer auch in großen Exemplaren, beteiligt sind. Außer diesen Fossilien fanden sich noch *Myophoria laevigata*, *Hybodus*, *Ostrea decemcostata*, *Ostrea sessilis*, *Gervillia costata*, *Corbula gregaria*, *Myophoria simplex*, *Lima striata* sowie in den Mergeln sehr schöne zweischalige Exemplare von *Pleuromya musculoides*.

Die *Terebratula cycloides*-Bank besteht aus einer harten blauen, stellenweise große Konglomeratlinsen führenden, detritogenen Kalkbank, die durch die Verwitterung zuweilen ein zerfressenes, rostiges Aussehen bekommt. *Terebratula cycloides*, bildet stellenweise ganze Kolonien in der Bank, scheint an einzelnen Stellen jedoch auch wieder vollkommen zu fehlen. Im Aufschluß 15 im Bahneinschnitt setzte sich die Bank aus zwei Bänken zusammen, von denen die untere 0,13 m mächtig ist und aus hartem, detritogenem Kalk mit wenig Terebrateln besteht. Ein dünner Lettenbesteg trennt diese Bank von der oberen 0,09 m mächtigen Schicht, die konglomeratisch entwickelt ist und in großer Menge *Terebratula cycloides* führt. Auf der Oberfläche der Bank fanden sich viele Ceratiten, außerdem noch im Innern *Gervillia socialis*, *Lima striata* und *Coenothyris vulgaris*.

Die oberen Tonplatten sind in diesem Gebiete nicht aufgeschlossen, so daß sich ein Profil dieser Schichten nicht geben läßt. Im Aufschluß 15 folgen über der *Terebratula cycloides*-Bank noch 2 m mergelige Tonplatten. Weiter nach oben hin stellen sich im Bahneinschnitt gelbe, sandige Kalkmergel ein. Die Schichten werden immer toniger und lettiger und gehen schließlich in die Schichten

des Keupers über. Hiermit sind die hangendsten Schichten erreicht, die sich noch an dem Aufbau der hier behandelten Störungszone beteiligen.

II. Tektonik.

1. Allgemeine Verhältnisse.

Ein Blick auf die geologische Karte des Thüringer Waldes zeigt, daß der Nordrand des Gebirges allgemein durch Zechstein und Triasschichten begrenzt und entweder durch Flexuren oder Randspalten angedeutet wird. Nördlich vom Gebirge dehnt sich die sogenannte Thüringische Senke aus, in der eine fast horizontale Lagerung der Schichten vorherrscht. Auf der Grenze zwischen Gebirge und Vorland befinden sich, wie in der Einleitung bereits beschrieben ist, die Störungen bei Friedrichroda. In dieser Randzone des Gebirges herrscht im allgemeinen ein hercynisches Streichen der Schichten in h 8—9 bei einem Einfallen nach NO. vor. Weiter nördlich in der Ebene dagegen, meistens schon nahe der Grenze zwischen Muschelkalk und Keuper, nehmen die Schichten eine horizontale Lagerung an. Zwischen Zechstein und Rotliegendem zeigt sich eine schwache Diskordanz, die bei der Transgression des Zechsteinmeeres entstand. Von tiefster Einwirkung ist nun auf die Tektonik des Gebietes die Störungszone, die in den Triasschichten vom Hochrück über den Südrand des Dachsberges, Querberges, Schloßberges bis zum Dammberg in ungefähr h 7 verläuft, von hier aus dann in h 8 sich bis Georgental zieht, auf das Blatt Ohrdruff weiter fortsetzt und schließlich bei Nauendorf an einer von N. nach S. verlaufenden Querverwerfung abschneidet[1]). Man kann zunächst also ein Gebiet nördlich und ein Gebiet südlich dieser Störungszone unterscheiden. Die Schichten südlich der Störungszone setzen sich fast ausschließlich aus Rotliegendem, Zechstein und Buntsandstein zusammen und haben im großen und ganzen ein Streichen in h 8—9, während das nach NO. gerichtete Einfallen sehr wechselnd ist. Das Einfallen des Zechsteins beträgt etwa 25° nach Norden. Je mehr man sich

[1]) Erläuterungen zur Geol. Karte von Preußen und den Thür. Staaten. Blatt Ohrdruff. Berlin 1889. S. 18—19.

aber der Störungszone nähert, um so mehr ist diese durch eine Aufrichtung der Schichten angezeigt. So hat der Buntsandstein an der Chaussee bei Not-Engelsbacher Mühle bei einem Streichen in h 7 bereits ein Einfallen von 50° nach Norden. An einzelnen Stellen in der Nähe der Störungszone konnte im Buntsandstein südlich vom Hunsrück sogar ein Einfallen von 80° nach Norden gemessen werden. Die Schichten nördlich der Störungszone bestehen vorwiegend aus Muschelkalk, neben dem aber auch in der Störungszone selbst Schollen vom Buntsandstein und Zechstein vorhanden sind. Die Schichten des Muschelkalkes sind in der Nähe der Störungszone fast immer kompliziert gefaltet und vielfach verworfen. In weiterer Entfernung jedoch wird die Lagerung regelmäßiger, so daß hier dann das Normale in den Muschelkalkschichten ein Streichen von h $8^1/_2$—9 sowie ein Einfallen von 12—15° nach N. ist. Da die Störungszone mit einem Streichen von h 7—8 spießwinklig zu den in h 8—9 streichenden Schichten verläuft und auch das Ausmaß der Dislokationen nach O. zu immer größer wird, ist das Einschneiden der Störungszone in den Schichtenkomplex folgendes: Im Westen beginnt südlich des Dachsberges die Störungszone mit einer Dislokation von Mittlerem Buntsandstein und Röt. Nach O. zu wird die Zone des Mittleren Buntsandsteins immer schmaler, und auf der Nordseite der Störungszone nähern sich die höheren Schichten des Muschelkalkes der Störung immer mehr, so daß schließlich bei Georgental am Leinakanal Keuper und Unterer Buntsandstein zusammenstoßen, und somit hier die Dislokation das größte Ausmaß hat. Neben dieser streichenden Störungszone kommen außerdem noch verschiedene Längs- und Querverwerfungen von untergeordneter Bedeutung vor. Im Folgenden soll nun die Tektonik der einzelnen Gebiete näher behandelt werden.

2. Der Verlauf der Hauptstörungszone.

a) Am Hochrück und der Lämmerweide.

Am Aufbau des Hochrücks sind die Schichten vom Röt bis zum Trochitenkalk beteiligt. Die Schichten haben östlich vom Hochrück an der Bahn, wo der Muschelkalk von der Oolithbank

bis zum Schaumkalk entwickelt ist, ein Streichen in h 7—8 und ein Fallen von 15—20° nach N. Am Hochrück selber aber biegen sich die Schichten plötzlich stark nach N. um, so daß im Hohlweg die Schichten in h $11^1/_2$ und mit 60° Einfallen nach N. verlaufen. Hierdurch sind auch die tieferen Schichten bis zum Röt in dem Hohlweg aufgeschlossen. Weiter westlich nach Schnepfental zu nehmen die Schichten wieder ein Streichen in h 9—10 an, behalten aber, wie am Hermannstein und Geitzenberg, bis Walterhausen ihr steiles Einfalles nach N., das sogar am Geitzenberg im Trochitenkalk bis 80° geht, bei. Der Schaumkalk, der auf der Nordseite des Hochrücks in 2 Brüchen gebaut wird und hier noch in h $6^1/_2$ bei 20° Einfallen nach N. verläuft, ist ein kurzes Stück weiter westlich bis zur Chaussee nicht sichtbar. Wahrscheinlich wird am Nordrand des Waschkopfes ein Längssprung bis zum Hochrück entlang laufen, der den Schaumkalk hier abschneidet. Weiter westlich bis Waltershausen ergab die oberflächliche Untersuchung des Gebietes, daß hier die Störungen in eine sehr steile Flexur der Muschelkalkschichten ausklingen. Dafür zeigt sich dann der Zechstein des Gebirgsrandes, der weiter östlich auf dem Blatte mit etwa 25° nach N. einfällt, westlich von Friedrichroda ebenfalls stark emporgebogen, teilweise sogar überkippt, und außerdem tritt ein Zechsteinzug im Buntsandstein längs einer Verwerfung auf, welche in h 8 von Schwarzhausen bis vielleicht in die Nähe der Marienhöhle bei Friedrichroda verläuft[1]).

b) Der Dachsberg.

Der Dachsberg mit einer Höhe von 492 m bildet im Westteil unseres Gebietes die bei weitem höchste Erhebung. An seinem Aufbau ist nur der Untere Wellenkalk beteiligt. Die Schichten lagern hier ziemlich gleichmäßig, haben ein Streichen in h 8 bis h 9 bei einem Einfallen am Fuße des Berges von 14°, auf dem Gipfel von 2—5° nach N. Die Oolithbank β bildet die Kuppe des Berges. Ihr Verlauf ist auf beiden Seiten des Berges schlecht zu verfolgen, jedoch ist aus dem steileren Einfallen der Schichten

[1]) R. Scheibe, Bericht über geolog. Aufnahmen im Nordostteile des Blattes Brotterode. Dies. Jahrb. 1895. S. LXXI.

an dem Nordhange des Berges in 15° anzunehmen, daß sie den auf der Karte eingetragenen Verlauf hat. Am Fuße des steil abfallenden Südabhanges des Berges sind die Myophorienschichten, an einzelnen Stellen auch Röttone sichtbar. Auf die Röttone folgt weiter südlich dann Mittlerer Buntsandstein, der aber eine derartig geringe Mächtigkeit zeigt, daß man zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein eine Dislokation annehmen muß. Der Charakter der Störung läßt sich nicht näher ermitteln. Aus dem nach Süden gebogenen Verlauf der Störungslinie könnte man auf ein einfaches Absinken des Röts schließen. Nach Analogie der Störungen am Querberg ließe sich jedoch auch eine Überschiebung des Mittleren Buntsandsteins auf Röt vermuten, die weiter westlich am Hochrück bis nach Walterhausen zu in die oben besprochene Flexur übergehen könnte. Zwischen Dachsberg und Dörrberg am Südende des Dachsgrabens lagern dann zwei eigenartig gestaltete Wellenkalkschollen, von denen die westliche ein Streichen in h 9 und 40° Einfallen nach N. zeigt. Die östliche hat dagegen ein Streichen in h $7^1/_4$ und 65° Einfallen nach Süden und ist ganz von Buntsandstein umgeben. Die genaue stratigraphische Stellung der Schichten war nicht festzustellen, so daß eine Erklärung der Lagerung dieser Wellenkalkschollen nicht möglich war. Es läßt sich nur sagen, daß sie tiefer als die gleichen Wellenkalkschichten des Dachs- und Querberges liegen. Nach den ähnlichen, im Buntsandstein eingesenkten Muschelkalkpartieen des Gebietes könnte es daher möglich sein, daß dieselben auf Spalten verstürzte Schollen darstellen[1]).

c) Querberg-Dörrberg.

Profil CD und EF (Tafel 15).

Das bei weitem komplizierteste Bild im tektonischen Aufbau des Gebietes bietet jedenfalls der Querberg. Er liegt nördlich der Hauptstörungszone, die sich hier aus dem Dachsgraben am Südrande des Querbergrückens entlang hinüber in das Lange Tal zieht, wo sie wahrscheinlich durch das Tal der Kleinen Leina hindurch nach dem Schloßberg weiter fortsetzt. An dieser

[1]) Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thür. Staaten. Blatt Gotha, Berlin 1889. S. 19.

Störungszone stoßen der Wellenkalk des Querberges und der südlich davon befindliche Buntsandstein zusammen. Von dem Buntsandstein, den man zunächst als ausschließlich Mittleren Buntsandstein anzusprechen geneigt ist, sind auf der Wiese auf dem Westflügel des Querberges an der Quelle sowohl als auch in deren Wasserriß rote, grüne und violette Letten des Röts sichtbar. Im Langen-Tal selbst sowie in der nahe der Chaussee befindlichen Sandgrube stehen ebenfalls Rötletten an, die nach dem Vorkommen von Muschelbreccie wahrscheinlich zu dem Unteren Röt zu rechnen sind. Da die Wiesen des Langen Tales sowie die auf dem Westflügel des Querberges sehr sumpfig sind, kann man vermuten, daß den eigentlichen Untergrund der Röt bildet, während die Decke aus Geröll des Mittleren Buntsandsteins besteht, so daß der Röt hier eine bei weitem größere Ausdehnung hat, als man zunächst vermutet. Der Buntsandstein, der bei Not-Engelsbach an der Chaussee gut aufgeschlossen ist, hat hier ein Streichen in h 7 und 50° Fallen nach N., so daß er hier schon recht steil steht und beim Zeichnen eines Profils die Mächtigkeit des Unteren Buntsandsteins viel zu stark ausfällt und man daher Störungen im Unteren Buntsandstein vermuten muß. Da andererseits die Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins bis an die Rötschichten zu gering ist, ist anzunehmen, daß sich zwischen beiden Schichtenzonen eine Störung hindurchzieht. Am oberen Ende des Langen Tales befinden sich dann mitten im Buntsandstein an der Hauptstörung 2 Wellenkalkschollen mit der Terebratelzone, von denen die westliche ein Streichen in h 5—h 7 und Einfallen von 30° nach S., die östliche ein Streichen in h 6—h 9 und Fallen von 15°—30° nach Süden besitzt. In einem zur Klarstellung dieser Lagerungsverhältnisse hergestellten Aufschluß der östlichen Scholle bekam man folgendes Profil von oben nach unten:

0,16 m Konglomeratbank mit *Spiriferina hirsuta*
0,17 » dickflaseriger Wellenkalk
0,12 » sehr fossilreiche Zweischaler-Bank
0,13 » dickflaseriger Wellenkalk
0,07 » fossilarme Zweischaler-Bank
0,20 » Wellenkalk
Terebratelbank.

Dieses Profil ergibt, daß der Aufschluß die Schichten über $\tau\beta$ zeigt, so daß diese hier normal lagern. Da aber 2,5 m oberhalb dieses Aufschlusses sich rostbraune Rollstücke der Terebratelbank α befinden, muß eine Störung vorhanden sein, an der entweder die Zone über $\tau\beta$ abgesunken ist, oder eine Überschiebung der höher gelegenen $\tau\alpha$-Bank stattgefunden hat. Bei der W.-Scholle wurde durch Lesestücke nachgewiesen, daß die Terebratelzone über der *Spiriferina fragilis*-Bank liegt, also auch hier eine normale Lagerung der Schichten vorliegt.

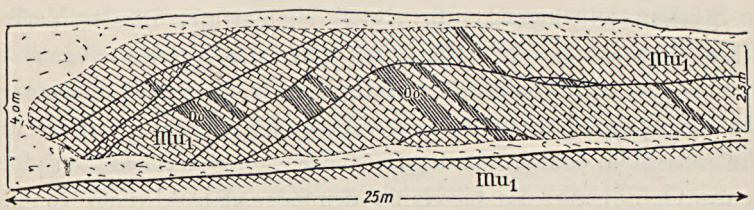
Betrachten wir nun das Gebiet des eigentlichen Querberges. Für das Gebiet des vorgelagerten Dörrberges hat die genaue Kartierung ergeben, daß die Schichten hier zunächst einen flachen Sattel bilden, der dann zwischen Dörrberg und Querbergrücken in eine flache Mulde übergeht, wodurch hier der Schaumkalk und der Mittlere Muschelkalk erhalten sind. Der am Nordfuße des Dörrberges entlang laufende Schaumkalk hat noch das normale Streichen in h 8—9 und ein Fallen 14° nach N. Der Schaumkalk zwischen Dörrberg und Querberg zeigt dagegen einen umlaufenden Schichtenbau. Die S.-Begrenzung des eingemuldeten Mittleren Muschelkalkes der Mulde bildet eine kurze Störungslinie, die sich nördlich des eigentlichen Querbergrückens hinzieht und den auf beiden Flügeln der Mulde endigenden Schaumkalk mit einander verbindet. (Siehe Profil CD.) Verfolgen wir den Verlauf der Wellenkalkschichten auf dem Westflügel des Querberges, so sehen wir, daß der Schaumkalk und die Terebratelbank, je weiter man nach O. kommt, mehr und mehr sich aufrichten, nach N. drehen, auf dem Kopf stehen und schließlich in überkippter Stellung an der Störungslinie, die den eingemuldeten Mittleren Muschelkalk begrenzt, endigen. Das Streichen der Schichten ändert sich hier von NS. über WO. nach SW. Dasselbe Verhalten zeigt die Oolithbankzone. Auf dem äußersten Westflügel hat sie ein Streichen in h 9 und 17° Einfallen nach N., nach O. zu wird ihr Fallen immer steiler, und das Streichen geht allmählich in h 6 über. Nach Überschreitung des Bergkammes hat sie dann ein Streichen in h $5^1/_2$ und 45° Einfallen nach S., sie läßt sich nicht ganz bis zu dem Mittleren Muschelkalk verfolgen, son-

dern scheint schon vorher an einer Querverwerfung zu endigen. Auf dem Ostflügel ist ein ähnliches Verhalten der Schichten zu beobachten. Die Schaumkalkbank nimmt beim Verfolgen von O. nach der Mitte des Querberges zu eine immer steilere Lage ein, wird überkippt und endet an dem Mittleren Muschelkalk. Die Terebratelbank zeigt 200 m vom trigonometrischen Punkt entfernt noch ein Streichen in h 8 und Fallen von 13° nach N. Dann richtet sie sich mehr und mehr auf, erscheint schließlich überkippt und setzt 100 m weiter westlich über den Kamm des Berges mit h $7^3/_4$ Streichen und 60° Fallen nach S. hinweg. Direkt unter dem trigonometrischen Punkt hat sie sich dann bis 25° Einfallen nach Süden umgelegt. 16 m westlich vom trigonometrischen Punkt entfernt läßt sich ein Fortsetzen der zuletzt nur noch vorhandenen *Spiriferina hirsuta*-Bank nicht mehr konstatieren, so daß man hier eine Störung annehmen muß. Noch eigenartiger ist der Verlauf der Oolithbank. Dieselbe läuft zunächst der Terebratelbank auf der Nordseite des Ostflügels parallel und richtet sich ebenso wie diese bei ihrem Nähern nach der Mitte des Berges zu mehr und mehr auf. 50 m östlich vom trigonometrischen Punkt hat sich plötzlich die Oolithbank, die bis dahin den normalen Abstand von der Terebratelbank hatte, der letzteren erheblich genähert, so daß die *Spiriferina fragilis*-Bank nur noch 1 m von der Terebratelbank entfernt ist. Am trigonometrischen Punkt, der gerade auf der Oolithbank steht, hat die Bank ein Streichen von h 8 und ein Fallen von 50° nach Süden und ist nur noch 19 m von der *Spiriferina hirsuta*-Bank entfernt, die ein Streichen in h $7^3/_4$ und 25° Einfallen nach Süden hat. Die *Spiriferina fragilis*-Bank sowie die Terebratelbänke sind verschwunden, so daß an dieser Stelle eine noch größere Verschiebung der Bank nach Norden erfolgt ist. 40 m westlich vom trigonometrischen Punkt läßt sich die Oolithbank nicht weiter verfolgen, dagegen setzt sich weiter unterhalb in der Verlängerung der gleichfalls aufhörenden *Spiriferina hirsuta*-Bank eine etwa $^3/_4$ m mächtige Bank mit einem Streichen von h $7^3/_4$ und Fallen von 35° nach S. fort. Diese Bank besteht aus dicken, krystallinen, gelben, splittrigen Kalkplatten, die man daher als die Oolithbank α ansprechen kann. Die Bank endet schließlich am

Mittleren Muschelkalk. Auf diese Weise erhält man das Bild einer staffelförmigen Verschiebung der Oolithbank nach N.

Noch verwickelter erscheinen die Verhältnisse in dem mittleren Teil des Querbergrückens, der in einem tiefer einschneidenden Hohlwege den komplizierten Aufbau der Schichten erkennen läßt. Die Schichten haben hier mit geringen Abweichungen ein Streichen in h $7^1/_4$, das Einfallen beträgt etwa 48—55° nach S. An dem Nordende des Hohlweges liegt ein auf drei Seiten von Wellenkalk eingeschlossenes Stück Mittleren Muschelkalkes, in dem drei je 50 m mächtige Bänke von gelbem, kavernösem Kalk nach einander auftreten. Die Bänke verlaufen in h $7^1/_2$ und mit etwa 60° Einfallen nach S. und zeigen derartige Ähnlichkeit mit einander, daß sie

Figur 1.



Schuppenartige Verschiebungen im Hohlwege des Querberges.

alle 3 Glieder derselben Bank zu sein scheinen. In dem Wellenkalk, der den übrigen südlichen Teil des Hohlweges einnimmt, fallen zunächst flache Rutschflächen auf, die in großer Anzahl das Gestein durchziehen, und auf denen ein Verschieben der steil nach S. geneigten Schichten nach N. erfolgt ist (s. Fig. 1). Diese Verschiebungsflächen haben kein bestimmtes Einfallen, vielmehr steigen sie bis zur Mitte des Hohlweges etwa mit 8° Fallen nach S. an, legen sich dann horizontal und fallen schließlich mit 30° nach Norden ein. Die Verschiebung der Schichten läßt sich besonders an einer Folge von mächtigeren Kalkbänken verfolgen, die folgendes Profil an der Westseite von Süd nach Nord besitzen.

0,60 m Wellenkalk mit gelben Einlagerungen
0,50 » gelblicher Wulstkalk
0,30 » dickplattiger Wellenkalk
0,40 » Wellenkalk

0,07 m fester, blauer Kalk
0,20 » Wellenkalk
0,12 » hellblauer Kalk
0,10 » hellbrauner Kalk
0,10 » dunkelbrauner Kalk
0,22 » hellblaue Kalkbank
0,07 » 2 Bänke von hartem, blauem Kalk
0,05 » dünnflaseriger Wellenkalk
0,30 » harte, blaue Kalkbank.

Dieses Profil zeigt, daß wir in der unteren Partie des Profils wahrscheinlich die Oolithbank α vor uns haben, zumal da auch das Lager von gelbem Kalk, das sich zwischen ooα und ooβ befindet, vorhanden ist. Außerdem geht aus dem Profil hervor, da die mächtigere 0,30 m Bank unten liegt und hierüber die braunen Kalkbänke kommen, daß die Lagerung der Schichten im Gegensatz zu dem Wellenkalk auf den beiden Flügeln des Berges normal ist. Auf der Ostseite des Hohlweges, wo von der Oolithbank α nur die untersten Partieen genauer hervortreten, kann man gerade an der 0,30 m mächtigen untersten Kalkbank die Verschiebungen der Schichten vorzüglich verfolgen (s. Fig. 1). Die Bank ist hier nach einander erst um 1,50 m, dann um 1 m und schließlich um mindestens 4 m nach N. verschoben. Es kommt dann eine nicht aufgeschlossene 15 m lange Strecke. An der Stelle, wo dann ein Weg nach O. zu vom Hohlweg abzweigt, tritt die Oolithbank β mit folgendem Profil von oben nach unten über dem Wege zu Tage:

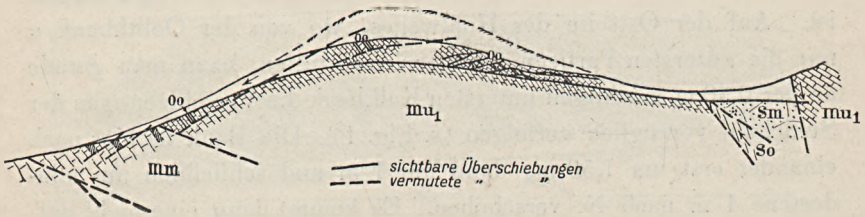
mehr als 0,50 m rostbraune Kalkbank
0,15 » mürber Wellenkalk
0,23 » harte, blaue Kalkbank
Wellenkalk

Auch die Oolithbank β befindet sich also in natürlicher Lagerung mit einem Streichen von h $7^3/_4$ und Einfallen von 50° nach S. Da die Bank nur am obersten Rande des Hohlweges sichtbar ist, unten im Hohlweg dagegen fehlt, ist vermutlich die Bank auf einer nach N. fallenden Verschiebung hier hingebracht. Dieselbe Oolithbank β tritt dann nochmals 32 m weiter unterhalb im Hohlwege 4 m von der ersten Zellenkalkbank der Mittleren Muschelkalkscholle auf, so daß auch hier eine nach N. zu fallende Verschiebungsfläche der Grund dieser Dislokation zu sein scheint (s. Fig. 2).

Einer Erklärung dieser verworrenen Lagerungsverhältnisse glaube ich auf folgendem Wege näher zu kommen.

Man denke sich einen nahezu horizontalen Schichtenkomplex auf beiden Seiten fest eingespannt und auf seine Mitte ungefähr senkrecht zu seinem Streichen eine Druckkraft in Gestalt eines Keiles wirken. Nimmt man ferner an, daß die Schichten in einem gewissem Grade dehnbar und biegsam sind, so wird zunächst in der Mitte eine leichte Wellung, dann bei stärkerem Druck eine stärkere Aufbiegung und sogar Überkippung der Schichten eintreten. Die seitlichen Schichten werden in dem Maße ihrer Entfernung vom Angriffspunkte der Schubkraft an dieser Faltung teilnehmen. Da die Schichten aber nur bis zu einem gewissen Grade

Figur 2.



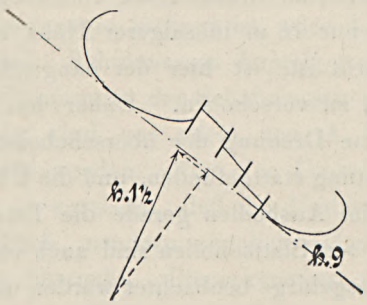
Profil durch den Hohlweg des Quer-Berges.
Maßstab 1 : 1500.

als dehnbar angenommen sind, wird schließlich die Tenazität der Schichten überschritten, und es entstehen Risse in der Richtung der Schubkraft in den Massen; die in der Mitte befindlichen Schichten haben den Zusammenhang mit den seitlichen Schichten hierdurch verloren und werden für sich allein weiter umgebogen, bis auch hier die Grenze der Plastizität erreicht ist und horizontale Risse in den Schichten entstehen. Auf diesen horizontalen Sprüngen schiebt der in die Lücke dringende Keil die vor ihm befindlichen Massen vor sich her, die stehengebliebenen seitlichen Schichten drückt er dagegen zur Seite. Wir wollen nun versuchen, ob sich diese Annahme mit den vorliegenden Lagerungsverhältnissen am Querberge in Einklang bringen läßt.

Die Faltung der Schichten, wie sie nördlich vom Querberge

an dem eingemuldeten Mittleren Muschelkalk sowie an der Aufbiegung der Wellenkalkschichten erkennbar ist, ist jedenfalls durch eine von Süden nach Norden in h 2 — 3 gerichtete Druckkraft bedingt worden. Die Überkippung der Schichten nach der Mitte des Querberges zu, sowie die hier vorhandenen Querspränge, an denen Blattschollen von S. nach N. verschoben wurden, zeigen an, daß die Druckkraft vor allem auf die Mitte des Querberges wirkte. Da die Schichten ein Generalstreichen in h 9 in unserem Gebiete besitzen, die Überschiebungsflächen dagegen in h $7^1/_2$ verlaufen, muß man folgern, daß vor Entstehung der Überschiebungen das Gebirge zunächst in h 9 gefaltet ist, und daß später die Richtung der Druckkraft sich änderte und in h $1^1/_2$

Figur 3.



von S. spießwinklig auf die Streichrichtung der Schichten in h 9 traf. Stellt man einen derartigen Vorgang graphisch dar, so bedingt dieser, wie aus dem Kräfteparallelogramm hervorgeht, auf dem Ostflügel eine reine Schubkomponente senkrecht zum Streichen, während auf dem Westflügel noch ein seitlicher Druck in Richtung des Streichens der Schichten hinzukommt (s. Fig. 3). Daß dieses auch am Querberg der Fall gewesen ist, geht daraus hervor, daß auf dem Westflügel der Zusammenhang der Schichten mehr gewahrt ist und eine einfache Wegbiegung der Schichten nach N. zu stattgefunden hat, wodurch sich das Streichen allmählich von SW.—SO. über NO. in SW.—NO. ändert. Auf dem Ostflügel hatte dagegen der senkrecht auf das Streichen der Schichten wirkende Druck, der nach O. zu allmählich geringer wurde, zur Folge, daß hier

Quersprünge entstanden, an denen ohne stärkeres Ändern des Streichens die überkippten Schichten auf horizontalen Sprüngen staffelförmig nach N. zu verschoben wurden. Suess[1]) nennt derartige Störungen Verschiebungsflächen, Blätter oder Übersprünge. Diese gehen nach ihm in ihrer normalen Gestalt aus der gleichsinnigen, aber ungleich starken Bewegung von Gebirgsteilen hervor. Auf das Auftreten solcher Blätter in Gruppen (Staffelblätter) weist vor allem Heim-Margerie hin[2]).

Bei dem trigonometrischen Punkt ist zunächst ein Quersprung anzunehmen, an dem die Oolithbank und die *Spiriferina-fragilis*-Bank nach N. verschoben sind. Da die Terebratelbänke aber hier ungestört über den Kamm des Berges sich hinwegziehen, die *Spiriferina-fragilis*-Bank ganz verschwunden ist, von der Terebratelzone nur noch die *Spiriferina-hirsuta*-Bank vorhanden und die Oolithbank α statt 30 m nur 16 m in saigerer Höhe von der *Spiriferina hirsuta*-Bank entfernt ist, ist hier der hangende Gesteinskomplex um 14 m nach N. zu verschoben. Daher hat außer der Überschiebung noch eine Drehung der überschobenen Schicht in Uhrzeigerdrehungsrichtung stattgefunden, und die Überschiebungsfläche durchschneidet beim Ausbeißen gerade die Terebratelzone. Derartige Drehungen von Blattschollen sind auch von Tornquist[3]) im Vicentinischen Triasgebirge beobachtet worden und werden von ihm als Torsionsverschiebungen bezeichnet. Jaekel nennt derartige Drehungen »solar« und die entgegengesetzten »antisolar«.

Was nun den Wellenkalk des Hohlweges anbetrifft, so geht aus der normalen Lagerung der Schichten hervor, daß man denselben nicht zu dem überkippt gelagerten Wellenkalk auf den beiden Flügeln des Berges in Beziehung bringen darf. Verfasser ist geneigt, diesen Komplex für den Gegenflügel der überkippten Schichten und den Stirnrand der Schubmassen zu halten, welche die allmählich nach der Mitte des Bergrückens zunehmende Überkippung der Schichten veranlaßten und schließlich an der Stelle des Hohlweges den Zusammenhang der Schichten sprengten und sich wie ein

[1]) Suess, Das Antlitz der Erde. Prag 1895, Bd. I, S. 159.
[2]) Heim-Margerie, Die Dislokationen der Erdrinde. Zürich 1888, S. 75.
[3]) A Tornquist, Das Vicentinische Triasgebirge. Stuttgart 1901, S. 101 ff.

Keil auf einer schwach geneigten Fläche in die entstehende Bresche hinein schoben. Hierfür spricht vor allem die intensive Schuppenstruktur der betreffenden Wellenkalkschichten, die dadurch entstanden ist, daß wegen der erhöhten Reibung auf der unteren Schubfläche die unteren Gesteinsmassen sich hier nicht so schnell fortbewegen konnten wie die höher befindlichen. Hierdurch kamen in die Schubmassen selber Sprünge, auf denen dann wegen der schnelleren Bewegung der oberen Schichten die höheren Massen weiter nach Norden verschoben wurden als die unteren. Da die Verschiebungsflächen kein gleichbleibendes Einfallen haben, sondern nach Norden zu mehr und mehr aus einem flachen südlichen Einfallen in ein stark nördliches Einfallen übergehen (s. Fig. 1. u. 2), kann man entweder annehmen, daß dieses durch eine weiter andauernde Faltung der Schichten mit den Schubflächen während des Überschiebungsvorganges bedingt ist, oder daß wahrscheinlich die Reibung der unteren Schubmassen derartig groß war, daß sogar Umstülpungen des Stirnrandes der Schubmassen entstanden. Derartige Erscheinungen sind vor allem von A. Rothpletz[1]) im Kettenjura beobachtet worden. Für eine Umstülpung des Stirnrandes scheint hier zu sprechen, daß die Umbiegung der Schubflächen nicht allmählich, sondern ziemlich plötzlich in ein stark nördliches Einfallen übergeht. Bemerkenswert ist noch, daß in einer der Verschiebungsklüfte zerriebene Buntsandsteinteile zu finden sind. Wahrscheinlich sind dies verschleppte, abgerissene Stirnteile der Schubmassen, die auf der Schubfläche hängen geblieben sind. Danach muß zuerst Buntsandstein überschoben sein, so daß auch dieses auf die normale Lagerung der Schichten hindeutet.

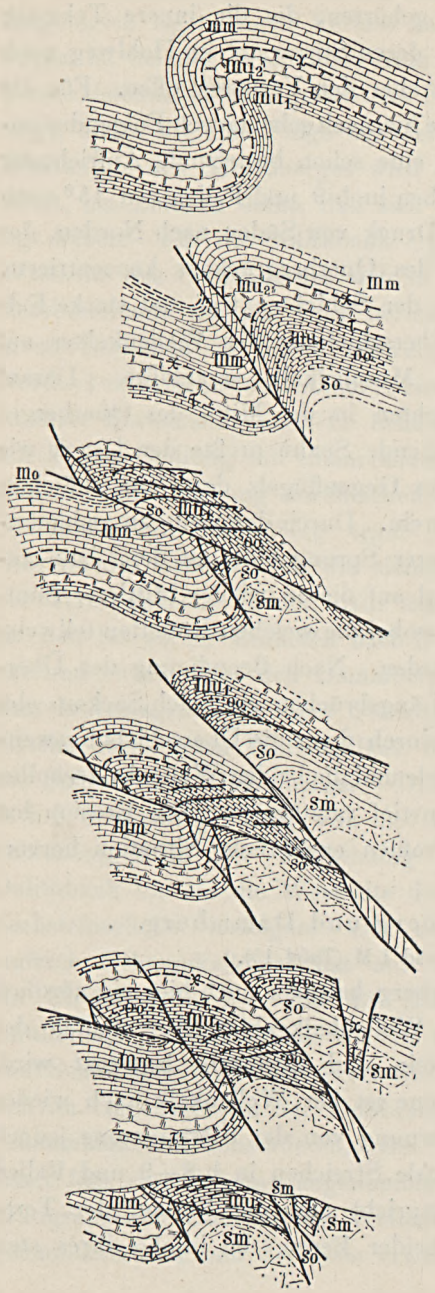
Was nun die Hauptstörungslinie anbetrifft, die auf der Südseite des Querbergrückens den Wellenkalk von dem Buntsandstein trennt, so ist wahrscheinlich, daß der Buntsandstein auf den Wellenkalk überschoben ist. Die Störungsfläche würde dann nach S. zu einfallen. Hierfür wurde auch der Verlauf der Störungslinie sprechen, die vor der Mitte des Querberges, wo das Gelände höher ist, in einem Bogen nach N. verläuft. Würde man annehmen,

[1]) A. Rothpletz, Geotektonische Probleme. Stuttgart 1894, S. 70 und 71.

daß der Wellenkalk gegen den Buntsandstein abgesunken ist, die Störung also nach N. einfällt, so müßte die Störungslinie vor dem Querberg einen konvexen Bogen nach S. bilden. Für den Röt, der im Langen Tale und auf der Wiese auf dem Westflügel des Querberges sich befindet, kann man annehmen, daß der Röt zuerst auf den Wellenkalk und dann der Mittlere Buntsandstein auf den Röt überschoben ist. Vor der Mitte des Querberges, wo der Röt zu fehlen scheint, wäre es möglich, daß die weichen Rötletten durch den Druck vollkommen verpreßt sind. Da der Buntsandstein nun gegen die schon überschobene Wellenkalkscholle im Hohlweg überschoben ist, muß die Überschiebung des Buntsandsteins später erfolgt sein. Stutzig macht nun das stellenweise geringe Ausmaß dieser Dislokation. Ich vermute, daß bei Beendigung des Überschiebungsvorganges das Außmaß auch zunächst ein bedeutend größeres als heute gewesen ist. Als nun die Gesteinsmassen zur Ruhe gekommen waren, befanden sich in den überschobenen Schichten Hohlräume und Lücken, die durch die Lockerung des Gefüges der Massen bei der Überschiebung entstanden waren. Die nicht mehr unter seitlichem Druck stehenden Massen sanken nun infolge ihrer Schwere wieder zusammen, ein Vorgang, den man als ein »sich Sacken« der Massen bezeichnen kann. Hierdurch sank der Buntsandstein an dem Muschelkalk wieder ab, und das vorher beträchtliche Ausmaß der Überschiebung wurde wieder erheblich vermindert. Dieses »sich Sacken« geschah aber nicht überall gleichmäßig, sondern es bildeten sich vielfach auch Risse und Sprünge, auf denen einzelne Schollen der überschobenen Massen tiefer verstürzten. Derartige Vorgänge sollen nach A. Rothpletz[1]) in allen Überschiebungsgebieten zu beobachten sein. Wahrscheinlich ist nun, daß bei diesen Senkungs-Vorgängen die bereits vorher vorhandenen Überschiebungsklüfte benutzt wurden. Solche auf Spalten verstürzte Wellenkalkschollen scheinen die beiden Muschelkalkschollen zu sein, die vor dem Querberg lagern. Wegen ihrer normalen Lagerung, dem Vorkommen der Terebratelbänke, sowie der bereits oben erwähnten wahrscheinlichen Spezial-Überschiebung in der östlichen Scholle könnte man sie zu dem Wellen-

[1]) A. Rothpletz, Geotektonische Probleme. Stuttgart 1894, S. 148.

Figur 4.



I. Phase.
Faltung und Überkippung der Schichten.

II. Phase.
Überschiebung von Wellenkalk auf eingemuldeten Mittleren Muschelkalk.

III. Phase.
Hereinpressen des Gegenflügels der Falte auf einer flachen Überschiebungskluft.

IV. Phase.
Überschiebung von Buntsandstein auf Wellenkalk.

V. Phase.
Sich-Sacken der Massen.

VI. Phase.
Erosion bis zum heutigen Zustand.

Schematische Aufeinanderfolge der tektonischen Vorgänge am Querberg.

kalk des Hohlweges in Beziehung bringen und annehmen, daß sie zu jenen ersten Schubmassen gehörten, die die innere Tektonik des Querberges bedingten, und deren Stirnwand im Hohlweg noch erhalten ist. Diese Frage läßt aber der Verfasser offen. Für die Entstehung des Querberges wäre hiernach schematisch Folgendes anzunehmen (s. Fig. 4). Zunächst eine schon bestehende Aufrichtung der Schichten mit einem Streichen in h 9 und Fallen von 15° nach Norden. Dann ein seitlicher Druck von Süden nach Norden, der in h $1^1/_2$ sich auf die Mitte des Querbergrückens konzentrierte, spießwinklig auf das Streichen der Schichten traf und starke Faltung mit Überkippung und Überschiebung des Wellenkalkes auf den eingemuldeten Mittleren Muschelkalk veranlaßte. Darauf sprengte der Druck die Schichten in der Mitte des Querberges auseinander, und in die entstehende Spalte preßte der Druck wie einen Keil den oberen Teil des Gegenflügels der Falte auf einer flachen Überschiebungskluft herein. Durch den weiteren andauernden Druck riß dann ein steilerer Sprung ein, auf dem dann zunächst Röt auf Wellenkalk und auf diesen wieder Mittlerer Buntsandstein überschoben wurde, wobei die weichen Rötletten teilweise durch den Druck verpreßt wurden. Nach Beendigung des Überschiebungsvorganges trat auf Längsbrüchen ein »sich Sacken« der überschobenen Massen ein, wodurch dann die Überschiebungsweite wieder erheblich verringert wurde und die beiden Wellenkalkschollen vor dem Querberg auf Spalten tief verstürzten. Die Erosion hat dann die heutige, aus den Profilen ersichtliche Situation hervorgebracht.

d) Der Schloßberg und Dammberg.

Profil JK und LM (Tafel 15).

Ebenso wie bei dem Querberg hat man auch hier ein nördlich einer Störungszone gelegenes Wellenkalkgebiet, das südlich der Störungszone vom Buntsandstein und Zechstein begrenzt wird. Unmittelbar an der Störungszone ist der Wellenkalk auch wieder sehr gestört, in weiterer Entfernung von der Störungszone jedoch haben die Schichten das normale Streichen in h 8—9 und Fallen von 14° nach N. Diesem entspricht auch der Verlauf der Terebratelbank an der Nordseite beider Berge, die infolge ihres stei-

leren Einfallens als die Berglehne den durch die Kartierung festgelegten eigenartigen Verlauf hat. Auf der Höhe des Dammberges ist bei der Wegteilung eine Stelle aufgeschlossen, wo die Terebratelbank südlich gerichtetes Einfallen hat. Verfasser ist geneigt, dieses als eine Folge des Gehängedruckes aufzufassen. Die Westkuppe des Schloßberges wird durch die Terebratelbank gebildet, ein Zeichen dafür, daß sich hier die Schichten flacher gelegt haben. Für die Oolithbank ergab sich dann, daß sie auf der Westseite des Schloßberges sich in normalem Abstande von der Terebratelbank um den Berg herum zieht, auf der Südseite sich in ein Streichen in h $6^1/_2$ umwendet, ein Fallen von 35° nach Norden bekommt und schließlich in einer Einsenkung plötzlich aufhört. In ihrer Fortsetzung nach O. befindet sich die Terebratelbank in überkippter Stellung mit einem Einfallen von 55° nach S., so daß sich hier eine Störung durchziehen muß. In dem Tale zwischen Schloßberg und Dammberg ergab die Kartierung, daß auf der Ostseite des Schloßberges die ziemlich steilfallende Oolithbank an der Terebratelzone endete. Auf dem Dammberg dagegen richtete sie sich bis zu 80° Einfallen nach N auf der Westseite des Berges auf und endete über den Dammberg hinwegsetzend auf der Seite zum Leitnersgrund an einer Störungszone gegen Zechstein. Eine Scholle überkippten Wellenkalkes befindet sich an der Südseite des Schloß- und Dammberges. Die Terebratelbank läßt sich hier in h 8 und einem Fallen von 60° nach S. von der Südseite des Schloßberges in der Fortsetzung der bereits oben erwähnten Oolithbank bis auf die Westseite des Dammberges an die dortige Zechsteinscholle verfolgen. Die nördlich hiervon parallel verlaufende Schaumkalkbank hat auf der Ostseite des Schloßberges ein Streichen in h 8 und 43° Einfallen nach S. Sie verläuft parallel der Terebratelbank bis in das Tal zwischen Dammberg und Schloßberg. An der Westseite des Dammberges jedoch ließ sich im Gegensatz zu der Terebratelbank keine Fortsetzung der Schaumkalkbank konstatieren. Bei dieser Sachlage hat der Verfasser hier eine Störung angenommen. Die Frage ist nun, welche stratigraphische Stellung die Wellenkalkschichten zwischen dieser Schaumkalkbank und der oben erwähnten 200 m nördlich hiervon

befindlichen Oolithbankzone einnehmen. Nördlich der Schaumkalkzone müßte man überkippten Mittleren Muschelkalk erwarten. Von diesem aber sind in dem Tale zwischen Schloßberg und Dammberg nur wenige Meter entwickelt, die dann direkt an Wellenkalk stoßen, so daß sich hier eine Störungslinie ungefähr parallel zum Streichen des Schaumkalkes hindurchziehen muß. Aus der Lage der überkippten Schaumkalkzone gegen den angrenzenden Wellenkalk geht hervor, daß der Schaumkalk tiefer iegt und also gesunken erscheint. Gehen wir von der Oolithbank aus nach Süden, so müßte bei der über 200 m betragenden Entfernung bis zu der überkippten Schaumkalkbank und bei dem steilen Fallen der Oolithzone der ganze Untere Wellenkalk bis zum Röt entwickelt sein. Dieses ist aber nicht der Fall. Vielmehr konnte auf der Ostseite des Schloßberges konstatiert werden, daß hier die Terebratelbank und zwar oberhalb der *Spiriferina fragilis*-Bank in der Zone zwischen der steilstehenden Oolithbank und der überkippten Schaumkalkbank vorhanden ist. Die Schichten befinden sich also hier wahrscheinlich in normaler Lagerung und haben, wie durch verschiedene Messungen beobachtet wurde, flach sattelförmigen Bau. Hiernach ist also gegen die steil aufgerichtete Oolithbankzone eine Störung zu vermuten. Der gesamte Wellenkalk wird nun im Süden durch die schon erwähnte Hauptstörungslinie begrenzt. An diese Störungslinie stößt an der Südwestseite des Schloßberges der Mittlere Buntsandstein, außer welchem aber nach den sandigen roten Letten in zwei Tongruben auch noch Unterer Buntsandstein vorhanden ist. Vor dem Schloßberg legt sich dann zwischen Wellenkalk und Mittlerem Buntsandstein eine überkippte Zechsteinscholle mit einem Streichen der Schichten in h $4^3/_4$ und 30° Einfallen nach S. Von dem Zechstein sind der Plattendolomit sowie die Oberen Letten und mit diesen zusammenhängend auch noch Bröckelschiefer und Unterer Buntsandstein vorhanden. Dasselbe ist bei der vor dem Dammberg an der Hauptstörung lagernden Zechsteinscholle der Fall, deren Schichten bei einem Streichen in h 9 mit 85° nach S. einfallen. Auch bei dieser Scholle, die sich durch den Leitnersgrund hinüber zu dem Hunsrück zieht, sind außer dem Platten-

dolomit und Oberen Letten auf der Höhe des Dammberges und im Leitnersgrund noch Bröckelschiefer und Buntsandstein entwickelt. Beide Schollen zeichnen sich orographisch dadurch aus, daß sie infolge der Widerstandsfähigkeit des Plattenkalkes gegen die Verwitterung schon von weitem als flache Bodenerhebungen kenntlich sind.

Gehen wir zunächst auf das Gebiet südlich der Hauptstörungszone ein, so sprechen für eine Überschiebung des Buntsandsteins und Zechsteins auf den Wellenkalk folgende Umstände: Zunächst zeigt sich der Wellenkalk in der Nähe der Störungszone überall stark emporgebogen oder sogar überkippt. Bei einer Spaltenverwerfung könnte derartige Aufbiegung und Überkippung der Schichten schwerlich zu Stande kommen. Ferner ist in einer Senke, die sich am SO-Hang des Dammberges zwischen Zechstein und Wellenkalk hinunter zum Leitnersgrund zieht, da, wo die Oolithbank an die Zechsteinletten stößt, eine mit Harnischen bedeckte Fläche sichtbar, die ein Streichen in h $6^3/_4$ bis h 7 und ein Einfallen von 40—45° nach S. zeigt. Die Oolithbank selber hat hier ein Streichen in h $8^3/_4$ und 40° Einfallen nach N. Da hier Zechstein auf Wellenkalk liegt und eine nach dem Gebirge zu fallende Störungsfläche vorhanden ist, ist auf dieser, wie die Harnische noch andeuten, der Zechstein auf den Wellenkalk überschoben. Da die Zechsteinschollen sich in überkippter Lage befinden, kann man ferner vermuten, daß der Überschiebung eine intensive Faltung der Schichten vorausgegangen ist. Die Überschiebungsweite muß eine ziemlich beträchtliche gewesen sein, da hier Zechstein und Unterer Buntsandstein auf Wellenkalk lagern. Der seitliche Druck, der die Überschiebung verursachte, scheint nach dem Streichen der Überschiebungsfläche in h 7 ebenso wie beim Querberg in h 1 von S. nach N. gewirkt zu haben. Da als sicher gelten kann, daß die Zechsteinschichten auf Wellenkalk überschoben sind, so geht aus der tieferen Lage des südlich anstehenden Buntsandsteins gegenüber dem Zechstein hervor, daß der Buntsandstein wahrscheinlich am Zechstein abgesunken ist. Verfasser neigt deshalb der Ansicht zu, daß der Überschiebungsvorgang auch hier in den wenig plastischen Buntsandsteinschichten eine Lockerung

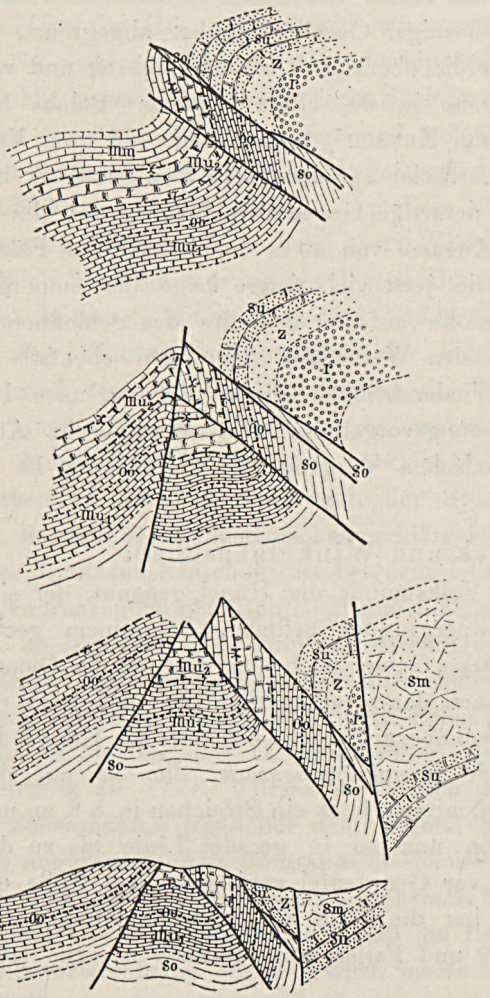
des Gefüges zur Folge hatte, so daß beim Eintritt der Ruhe ein sich-Sacken der überschobenen Schichten längs der Überschiebungszone eintrat. Da die aufgeschlossene Überschiebungsfläche ein ziemlich steiles Einfallen hat, kann man sich vorstellen, daß bei dem Absinken der Massen diese bereits vorhandene Kluft von neuem benutzt wurde. Andererseits muß man annehmen, daß auch im Buntsandstein selber Längsbrüche entstanden, durch die ein vielfaches Verwerfen der Buntsandsteinschichten untereinander stattfand. Derartige Spalten sind leider bei der gleichmäßigen Beschaffenheit des Buntsandsteins kaum auffindbar, werden aber, wie schon oben erwähnt, durch seine teilweise enorme Mächtigkeit wahrscheinlich gemacht. Durch dieses sich-Sacken der Schichten wurde das Ausmaß der Überschiebung wohl auch hier wieder erheblich verringert. Derartige Absenkungs- oder Bruchzonen sollen sich nach Credner[1]) bei vielen gefalteten Gebieten mit großer Regelmäßigkeit auf deren Rückseite vorfinden und den asymmetrischen Bau dieser Gebiete bedingen. Diesen Senkungsvorgang haben nun die Zechsteinschollen nicht oder nur teilweise mitgemacht. Sie sind an den Spalten hängen geblieben und sind Zeugen des einst bedeutenderen Ausmaßes der Überschiebungsweite. (s. Profil JK).

Für die Lage des Wellenkalkes nördlich der Hauptstörung hat Verfasser die Ansicht gewonnen, daß auch hier Überschiebungsprozesse vorwiegend in Betracht kommen. Die Schubkraft bedingte zunächst die Faltung der auf der Südseite des Schloßberges befindlichen und an die Hauptstörung angrenzenden oberen Wellenkalkscholle. Hierbei entstanden in den sich faltenden Schichten Sprünge und Zerreißungen, auf denen die Wellenkalkschollen mit der Schaumkalkbank auf den nördlich hiervon befindlichen Wellenkalk emporgepreßt wurden. Diese Schaumkalkscholle wurde sodann noch schuppenartig vom Zechstein überschoben. Zwischen dieser Schaumkalkscholle und den normalgelagerten Schichten auf der Nordseite des Schloß- und Dammberges befindet sich dann in dem Tale zwischen beiden Bergen, wie bereits oben erwähnt, noch ein von Störungen begrenzter

[1]) H. Credner, Lehrbuch der Geologie, Leipzig 1906, S. 68.

Muschelkalkkomplex, der auf der Ostseite des Schloßberges die Terebratelbänke enthält und auf der Westseite des Dammberges flach kuppelförmigen Bau erkennen läßt. Aus dem Verlaufe der Störungslinie gegen die nördlichen Schichten mit der steilstehenden Oolithzone geht hervor, daß sie nach N. einfällt. Folglich muß

Figur 5.



Schematische Aufeinanderfolge der tektonischen Vorgänge am Schloßberg.

die nördliche Oolithzone in das Niveau des Terebratelteiles gehoben, also überschoben sein. Man hätte somit eine Gegenüberschiebung vor sich, die man sich dadurch entstanden denken kann, daß der seitliche Druck nicht nur einseitig von S. auf die überschobenen Massen wirkte, sondern in den nördlich stehenbleibenden Wellenkalkschichten einen Gegendruck erzeugte, durch den in diesem Sprünge mit einem nördlichen Einfallen einrissen. Es wurde somit ein keilförmiger Gesteinskomplex abgegrenzt, an dem sich von Süden her die überkippte Schaumkalkbank und von Norden her die Oolithzone in die Höhe schoben. Solche Erscheinungen sind auch von Krusch[1]) beschrieben und vom Verfasser neuerdings im Ruhrrevier auf der Zeche Ver. Gladbeck beobachtet, wo sich eine derartige Gegenüberschiebung von ihrem Beginne bis zu einem Ausmaß von 40 m im Abbau des Flözes Julius verfolgen ließ. Die jetzt viel tiefere Lage der emporgeschobenen Schaumkalkscholle auf der Südseite des Schloßberges gegenüber dem angrenzenden Wellenkalk liegt wohl ebenfalls in einem nachträglichen Wiederabsinken dieser Scholle nach Beendigung des Überschiebungsvorganges. Die schematische Aufeinanderfolge der tektonischen Vorgänge am Schloßberg ist in Figur 5 dargestellt.

e) Hunsrück und Winkelhäuschen.

Hunsrück wird im Volksmunde der Hügel genannt, der sich auf der Ostseite des Leitnergrundes befindet. In seinem geologischen Aufbau hängt dieses Gebiet noch eng mit dem des Dammberges zusammen, was auch daran erkenntlich ist, daß sich die Zechsteinscholle des Dammberges noch bis auf die Kuppe des Hunsrücks fortsetzt. Die Hauptstörungszone, die bis auf den Dammberg in h 7 verlief, nimmt jetzt ein Streichen in h 8 an und läßt sich in diesem von nun an in gerader Linie bis zu den Wiesen beim Adolfsrod vor Georgental verfolgen. Am Fuße des Hunsrücks im Kalktale hat die Zone der Schaumkalkbänke das normale Streichen in h 9 und Fallen von 14° nach N. Sie stößt

[1]) Beyschlag, Krusch und Voigt, Lagerstättenlehre der nutzbaren Mineralien und Gesteine, Stuttgart 1910, Band I, S. 25.

aber, wie auf der Karte ersichtlich, sehr bald weiter östlich gegen Mittleren Muschelkalk, so daß hier eine Verwerfung angenommen werden muß. Von der Terebratelbank ist noch auf der Ostseite des Leitnersgrundes an der Hauptstörungszone ein kleines Stück aufgeschlossen, das bei einem Streichen in h 7 36° Einfallen nach N. hat und so die charakteristische Aufbiegung der Schichten nördlich der Hauptstörungszone wie am Dammberg zeigt. Auf der Höhe des Hunsrücks finden wir nach O. zu, den Nordrand der Störungszone bildend, eine überkippte Scholle von Schaumkalk und Mittlerem Muschelkalk, deren Schichten in h 8 bei einem Einfallen von 65° nach S. verlaufen, und wobei sich letzterer natürlich nicht genau gegen den normal gelagerten Mittleren Muschelkalk des Kalktales abgrenzen ließ. An diese überkippte Muschelkalkscholle schließt sich östlich vom Winkelhäuschen noch eine nördlich des Hauptsprunges gelegene Buntsandsteinscholle an, die durch Mittleren Muschelkalk und Nodosenkalk begrenzt ist.

Der Buntsandstein südlich der Hauptstörungszone scheint also auch hier, wie die Aufbiegung der Terebratelbank und die überkippte Muschelkalkscholle es wahrscheinlich machen, auf den Muschelkalk sowie die überkippte Zechsteinscholle überschoben zu sein. Die nördlich der Störungszone im Wellenkalk liegende Buntsandsteinscholle erkläre ich mir folgendermaßen: Diese Buntsandsteinscholle ist bei dem Überschiebungsprozeß mit der angrenzenden überkippten Muschelkalkscholle auf den Muschelkalk überschoben. Als dann nach Beendigung des Überschiebungsprozesses ein sich-Sacken der überschobenen Schichten eintrat, sanken die angrenzende überkippte Schaumkalkscholle sowie die Nodosenschichten im O. von dieser Buntsandsteinscholle auf Spalten in die Tiefe. Dieses wird durch die jetzige tiefere Lage des Schaumkalks gegenüber dem normal gelagerten Muschelkalk noch angedeutet. Die Buntsandsteinscholle blieb ungefähr in ihrer Lage und beweist hier ebenfalls das ehemals bedeutend größere Ausmaß der Überschiebungsweite. Daß die Buntsandsteinscholle von Spaltenverwerfungen begrenzt wird, macht eine Reihe von kleinen Erdfällen wahrscheinlich, die den Ostrand der Scholle gegen die Scholle aus Nodosenschichten bilden, und in denen selbst in regen-

reichen Tagen ein ziemlich mächtiger Gießbach spurlos verschwindet. Überschiebungsklüfte sind nur selten wasserführend, Spaltenverwerfungen dagegen in hohem Maße.

f) Das Gebiet vom Winkelhäuschen bis Georgental.

Profil OP (Tafel 15).

Das nun folgende Gebiet bis Georgental ist ziemlich schlecht aufgeschlossen. Im Süden der Hauptstörung ist wieder der immer schmaler werdende Mittlere Buntsandstein vorhanden, in dem nördlich vom Waschkopfe drei sehr kompliziert gefaltete Schollen des Unteren Wellenkalkes sich befinden. Bei der westlichen Scholle wurden in einem Aufschlusse steil nach S. fallende Überschiebungsklüfte in dem intensiv gefalteten Wellenkalk festgestellt. Eine charakteristische Bank in diesem Wellenkalk aufzufinden war dagegen nicht möglich. In der östlichen Wellenkalkscholle werden in einem kleinem Steinbruch einige mächtige Kalkbänke gewonnen, die man für die Oolithbänke halten könnte. Sandige, mergelige Kalkstücke mit Gastropoden sowie zellige Kalke von der Nordseite dieser Scholle könnten vielleicht den Myophorienschichten angehören. Zwischen der Hauptstörungslinie und dem normal gelagerten Mittleren und Oberen Muschelkalk befindet sich noch in der Erstreckung vom Winkelhäuschen bis nach den Wiesen vor Georgental eine Scholle von Oberem Muschelkalk, die vorwiegend aus Nodosenkalk besteht (siehe Profil OP). In dem Steinbruch am Hasenwinkel sowie an der Lipswiese sind unter den Nodosenschichten jedoch auch die Trochitenkalke sichtbar. Im Steinbruche des Hasenwinkels haben die Schichten flachkuppelförmigen Bau. Weiter östlich ließ sich Streichen und Fallen nicht mehr bestimmen. Die nördlich hiervon angrenzenden Muschelkalkpartieen zeigen in der Hornsteinbank und dem Trochitenkalk an dem Fahrwege bei 23 ein Streichen in h 8 und 68° Fallen nach N. In den Steinbrüchen an der Wiese bei Georgental bei 16 sind die Schichten überkippt, haben ein Streichen in h 9 und fallen mit 80° nach S. ein. Die weitere Verfolgung der Schichten bis Georgental wird dann durch die Diluvialbedeckung auf den

Wiesen vor Georgental verhindert. Nur in einer Lehmgrube an der Chaussee bei Adolfsrod ist schon Keuper vorhanden.

Der Buntsandstein ist wahrscheinlich auch hier zunächst auf Muschelkalk, bei Georgental sogar bis auf Keuper überschoben. Von den Muschelkalkschollen innerhalb des Buntsandsteins darf man annehmen, daß sie analog den schon besprochenen Muschelkalkschollen im Buntsandstein nach Beendigung des Überschiebungsprozesses auf Spalten verstürzt sind. Den an den Buntsandstein angrenzenden Streifen Oberen Muschelkalks könnte man als eine einfache Spaltenverwerfung deuten, zumal er sich in demselben Niveau wie der Mittlere Muschelkalk befindet, gegen diesen also abgesunken erscheint. Die Auf- resp. Umbiegung der nördlich angrenzenden Hornsteinbank wenn man für diese nicht auch eine besondere Spaltenverwerfung annehmen will, sowie eine kleinere Scholle Mittleren Muschelkalkes am Hasenwinkel zwischen den Nodosenschichten läßt dagegen vermuten, daß die Ober-Muschelkalkscholle ebenso wie der Buntsandstein auf einer anscheinend ziemlich steilen Kluft emporgeschoben wurde, wobei eine Aufbiegung der angrenzenden Hornsteinbank stattfand. Nachträglich wäre dann wieder ein sich-Senken der Ober-Muschelkalkscholle bis zu ihrer jetzigen Lage eingetreten. Nur die oben erwähnte Scholle Mittleren Muschelkalks am Hasenwinke ist etwas höher hängen geblieben (siehe Profil OP). Schließlich könnte man auch noch annehmen, daß ähnlich wie am Dammberg die Ober-Muschelkalkscholle von beiden Seiten her überschoben wäre. Nach Rothpletz[1]) zeigen auch flache Überschiebungsklüfte sehr oft die Neigung, nachträglich ein fast saigeres Einfallen anzunehmen, wodurch die Erklärung des betreffenden Sprunges als Überschiebung oder als Spaltenverwerfung sehr oft unmöglich gemacht ist. Da hier aus dem Verlauf der Störungslinien kein Rückschluß auf deren Einfallen gemacht werden kann, scheint das Einfallen der Störungen sehr steil zu sein. An Hand der vorhandenen Aufschlüsse läßt sich der wahre Charakter der Störungen hier nicht näher ermitteln.

[1]) A. Rothpletz, Geotektonische Probleme. Stuttgart 1894. S. 154.

3. Die übrigen im Gebiet vorkommenden Störungen.

Von den sonstigen Störungen der Lagerung, die in dem Gebiete vorkommen, sind vor allem die häufigen Querverwerfungen bemerkenswert. Dies sind Sprünge, die in ungefähr senkrechter Richtung zur Hauptstörung verlaufen, und an denen ein Absinken, mitunter auch ein Verschieben der Schichten stattgefunden hat. Solche Querstörungen durchziehen das Gebiet auch außerhalb der Hauptstörungszone in großer Anzahl. So sind am Kummetberg mehrere derartige Verwerfungen konstatiert und scheinen in gewisser Beziehung zu den Erdfällen zu stehen, die sich auf der Höhe des Kummetberges, wahrscheinlich durch Auslaugung der Schichten des Mittleren Muschelkalks durch Gewässer, die auf Spalten zirkulierten, gebildet haben. Bei der Untermühle verwirft ebenfalls eine solche Querverwerfung den Schaumkalk, und auch im Bahneinschnitt von Ernstroda sowie am Bahnhof Schweizerhof sind derartige Verwerfungen aufgeschlossen, bei beiden letzteren ist sogar sehr gut noch die Schleppung der Schichten erkennbar. Schließlich scheint auch am Südende des Dachsgrabens sich eine solche Bruchlinie zu befinden, bei der der östliche Teil abgesunken ist. Solche Querverwerfungen sollen nach Rothpletz sich allgemein, falls sie nicht, wie am Querberg, als Horizontalverschiebungen während der Faltung entstanden sind, beim sich-Sacken der Massen nach dem Aufhören des Seitendruckes gewöhnlich in großer Zahl bilden[1]). Daß solche Sprünge in dem Gebiet häufig vorkommen, dabei aber nicht einmal Dislokationen zu bedingen brauchen, sieht man in dem Flußbette der kleinen Leina bei der Brücke an der Obermühle, wo einzelne bis 0,5 m breite Spalten im Flußbette sich befinden, ohne daß die eine Seite der Spalte gegen die andere abgesunken wäre. Schließlich ist noch eine Längsverwerfung erwähnenswert, die zwar an sich nicht unmittelbar konstatiert werden kann, die aber durch das Kartenbild wahrscheinlich wird. Es ist dies ein west-östlich verlaufender Sprung, der sich in dem Tal der kleinen Leina oberhalb Obermühle bis nach Schönau zieht. Die Kartierung ergab nämlich, daß die

[1]) A. Rothpletz, a. a. O. S. 147.

Terebratelbank soweit nach O. zu bis gegenüber Obermühle am Geiersberg entlang lief, daß sie schwerlich bei normaler Lagerung mit der oberhalb der Obermühle am Schloßberg ansetzenden Terebratelbank in Verbindung zu bringen war. Außerdem ergab das genaue Profil der aufgeschlossenen Schichten eine um etwa 20 m zu große Mächtigkeit des Wellenkalkes (siehe Profil JK). Drittens deutete auch das vollständige Versiegen der Leina auf der fraglichen Strecke auf das Vorhandensein einer Verwerfungsspalte. Auch der eigentümliche Verlauf der Leina an dieser Stelle würde durch das Vorhandensein einer Verwerfungsspalte erklärlich gemacht, denn der von S. nach N. fließende Fluß macht, nachdem er schon den ganzen Wellenkalk durchbrochen hatte, plötzlich am Schloßberg eine Wendung nach O. und fließt dann an dem Fuße des Geiersberges entlang, um bei Schönau den Trochitenkalk zwischen Geiersberg und Kummetberg zu durchbrechen und dann wieder seine S.—N.-Richtung aufzunehmen. Der Fluß wird vermutlich bei seiner erodierenden Tätigkeit in dem harten Wellenkalk entlang der Verwerfung günstigere Bedingungen getroffen und deshalb sein Bett eingegraben haben. Was schließlich noch die Längsbrüche anbetrifft, die beim Nachsacken der Massen entstanden sind, aber im Buntsandstein außer an den verstürzten Wellenkalkschollen und den hängengebliebenen Zechsteinschollen in der Nähe der Hauptstörungslinie nicht festzustellen sind, so ist in dem Steinbruche an der Hohen Gemeinde bei 1 im Porphyrkonglomerat eine mit Harnischen bedeckte Kluft sichtbar, die in h $8^3/_4$ verläuft und mit 85^0 nach S. einfällt. Das Ausmaß der Verwerfung ließ sich hier leider nicht feststellen.

4. Das geologische Alter der Störungen.

Aus obigen Erörterungen geht hervor, daß folgende Arten von Störungen in dem Gebiete vorkommen: Überschiebungen längs einer vom Hochrück nach Nauendorf in hercynischem Streichen verlaufenden Hauptstörungszone, horizontale Querverschiebungen (Blätter) in dieser Störungszone, außerdem echte Verwerfungen an Längsspalten und Querspalten. Was das Alter der Störungen anbetrifft, so läßt sich, da alle Vergleichspunkte fehlen,

nur sagen, daß sie jünger als der Keuper sein müssen, da dieser mit von den Störungsvorgängen ergriffen ist. Außerdem ist sicher, daß vor Eintritt der Überschiebungsvorgänge schon der Boden gefaltet worden war, daß während der Überschiebungen auch horizontale Querverschiebungen vorkamen und daß erst später, nach Beendigung des Überschiebungsprozesses, Längs- und Querspalten entstanden sind, auf denen Verwerfungen erfolgten, die sowohl die Falten als auch die Überschiebungen zerstückelt haben. Da die Störungen aber eng mit der Erhebung des Thüringer Waldgebirges zusammenhängen, werden die Beobachtungen, die an anderen Orten über das Alter der Störungen am Thüringer Walde gemacht sind, auch hier zutreffen. Nach Philippi[1]), der die nördlichen Randspalten des Thüringer Waldes kurz erwähnt, sind mindestens 4 einander ablösende Dislokationen nachzuweisen:

1. die von Amt Gehren-Lagenwiesen,
2. die von Friedrichsanfang-Ohrdruff-Waltershausen,
3. die von Friedrichroda-Tabarz,
4. die von Eisenach-Creuzburg-Netra.

Unser Gebiet würde in der Dislokationslinie Friedrichsanfang-Waltershausen liegen.

Die Eigenart dieser nördlichen Randspalten sieht Philippi darin, daß sie eine Zeit lang den Thüringer Wald gegen sein Triasvorland abgrenzen und dann geradlinig mehr oder minder weit in das Triasvorland hineinziehen. Die allgemeine Annahme war bis vor kurzem die, daß die Erhebung des Thüringer Waldes und des Harzes sowie die Bildung des Thüringer Beckens postoligocän sind. Nach neueren Untersuchungen, vor allem denen von Philippi[2]) sowie Stille[3]), ist der Bau der nordwestdeutschen Gebirge durch einen mehrfachen Prozeß der Gebirgsbildung zu erklären, der wesentlich präoligocän ist. Stille unterscheidet in seiner Arbeit, S. 274, vier Hauptphasen, abgesehen von den

[1]) E. Philippi, Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschr. der Deutsch. geolog. Gesellschaft 1910, S. 354.

[2]) E. Philippi, Ebenda S. 305 u. ff.

[3]) H. Stille: Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zentralblatt für Mineralogie, 1909, S. 270—286.

jung-paläozoischen Faltungen: Die jung-jurassische, die frühsenone, die alttertiäre und die jung- oder postmiocäne. PHILIPPI ist geneigt, außer der paläozoischen Faltung eine jungjurassische und mindestens zwei präoligocäne Störungsperioden anzunehmen. Nach ihm (a. a. O., S. 384) entsprechen die hercynischen Randbrüche des Thüringer Waldes alten präoligocänen Dislokationen, die durch postoligocäne, ebenfalls hercynisch streichende Krustenbewegungen reaktiviert sind, und die heutige Gestalt des Thüringer Waldes ist nach ihm eine Folge seiner postoligocänen Heraushebung. Die plateauartige Oberfläche des Thüringer Waldes stammt aber aus älteren präoligocänen Perioden (S. 307), und die Summe der präoligocänen Bewegungen überstieg die der postoligocänen. Da bei Friedrichroda alle Vergleichspunkte, die derartige Beobachtungen ermöglichen, fehlen, kann eine Unterscheidung des absoluten geologischen Alters der einzelnen Störungen nicht gemacht werden. Möglich ist, daß bei den Überschiebungen früher schon verhandene Bruchlinien benutzt sind. Als sicher ist anzunehmen, daß vor Beginn der Überschiebungen schon eine Faltung erfolgt war, und daß Längsbrüche und Querbrüche im wesentlichen erst nach Beendigung des Überschiebungsvorganges entstanden sind, die dann ebenfalls teilweise den schon vorhandenen Dislokationslinien gefolgt sind.

III. Zusammenfassung der Ergebnisse.

Faßt man die Ergebnisse aus obigen Untersuchungen zusammen, so kann wohl für die Störungslinie von Friedrichroda nach Georgental Folgendes als erwiesen gelten:

Die im hercynischen System verlaufende Hauptstörungslinie setzt sich im wesentlichen aus Überschiebungen zusammen, bei denen das südlich gelegene Gebirge auf das nordöstlich gelegene Vorland überschoben ist. Das größte Ausmaß dieser Dislokation hat man bei Georgental, wo Unterer Buntsandstein auf Keuper lagert. Da innerhalb des Wellenkalkes in der Störungszone auch Überschiebungen zu konstatieren sind, ist die Überschiebung schuppenartig erfolgt. Für den Entstehungsvorgang im einzelnen hat Verfasser folgende Ansicht gewonnen:

Schon vor Beginn des Überschiebungsprozesses ist eine gelinde Faltung des Gebietes in h 9—10 vorhanden gewesen. Später änderte sich die Druckrichtung aus h 3 in h 2 und stellenweise in h 1 und bedingte zunächst eine Flexur der Schichten längs einer von Waltershausen nach Nauendorf verlaufenden Linie. Der Druck konzentrierte sich dann besonders auf die Zone vom Dachsberg bis Nauendorf, verursachte hier steilere Aufbiegung, stellenweise sogar eine Überkippung der Schichten. Durch den weiter andauernden Seitendruck entstanden flache Risse und Sprünge in den Gebirgsmassen, auf denen dann meist schuppenartig eine Überschiebung von älteren auf jüngere Schichten erfolgte. Besonders intensiv sind diese Vorgänge am Querberg gewesen. Hier zersprengte ein örtlich konzentrierter Druck die aufgebogenen Schichten und schob in die so entstandene Bresche fremde Schubmassen hinein. Durch diese Überschiebungsvorgänge trat eine Auflockerung der Schichten ein. Letztere hatte zur Folge, daß beim Eintritt der Ruhe die emporgewölbten und von Südwesten her überschobenen Massen infolge ihrer Schwere sich setzten, ein Vorgang, den der Ausdruck »sich-Sacken« am ehesten kennzeichnet. Diese Sackung erfolgte teils auf bereits vorhandenen Überschiebungsflächen, teils auf neu entstehenden Längsbrüchen. Das Ausmaß der Überschiebungen wurde dadurch nicht unerheblich verringert, so daß die Störungen auf den ersten Blick einfacher erscheinen, als sie in Wirklichkeit sind. Nur einzelne, vermutlich in der Überschiebungszone hängen gebliebene Schollen, so die im Süden des Schloß- und Querberges befindlichen Zechsteinschollen sowie die Buntsandsteinscholle im Kalktal, lassen, wie gesagt, auf das einst bedeutende Ausmaß jener Überschiebungen einen Rückschluß zu. Andere Schollen dagegen stürzten wohl auf den entstandenen Spalten noch tiefer als die umgebenden Massen ein und liegen nun als Schollen jüngeren Gebirges in älteren Schichten. Hierher gehören die Muschelkalkschollen im Dachsgraben, vor dem Querberg und die bei Georgental. Außer den Längsbrüchen entstanden auch Querbrüche, auf denen Dislokationen erfolgten. Die Erosion tat dann das übrige, um das heutige Bild der Landschaft herauszumodellieren, indem

sie die über dem Muschelkalk lagernden Schichten in der Störungszone entfernte und durch Einschneiden tiefer Täler eine Reihe von Bergketten entstehen ließ.

Literaturverzeichnis.

I. Stratigraphie, Tektonik und Paläontologie.

1. E. F. v. Schlotheim, Die Petrefaktenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte durch die Beschreibung seiner Sammlung erläutert. Gotha 1820.
2. A. Goldfuss, Petrefacta Germaniae tamea, quae in Museo Universitatis Regiae Borussicae Fridericiae Wilhelmiae Rhenaniae servantur, quam alia quaecunque in Museis Hoeninghausiano, Muensteria aliisque extant. Düsseldorf 1826—1844.
3. F. A. Quenstedt, Petrefaktenkunde Deutschlands. Band V. Tübingen 1846—1849.
4. H. H. Bronn, Lethaea geognostica II, oder Abbildung und Beschreibung der für die Gebirgsformationen bezeichnendsten Versteinerungen. Stuttgart 1851 bis 1856.
5. C. G. Giebel, Die Versteinerungen im Muschelkalk von Lieskau bei Halle. Sep.-Abdr. Abh. des Naturw. Vereins für Sachsen und Thüringen. Bd. I. Berlin 1856.
6. H. B. Geinitz, Dyas oder die Zechsteinformation und das Rotliegende. Leipzig 1861—1862.
7. K. v. Seebach, Die Conchylien-Fauna der Weimarischen Trias. Dissertation. Berlin 1862. Zeitschrift der Deutsch. geolog. Gesellschaft, 1861, S. 551.
8. A. Hellmann, Die Petrefakten Thüringens nach dem Materiale des Herzogl. Naturalien-Kabinetts in Gotha. Cassel 1866.
9. E. E. Schmid, Der Muschelkalk des östlichen Thüringens. Jena 1876.
10. F. Roemer, F. Frech, Lethaea geognostica, oder Beschreibung und Abbildung der für die Gebirgsformationen bezeichnendsten Versteinerungen. Stuttgart 1879.
11. H. B. Geinitz, Nachträge zur Dyas. I. u. II. Kassel und Berlin. 1880—1882.
12. H. Bücking, Die Zechsteinformation bei Schmalkalden. Dies. Jahrb. 1882, S. 29.
13. H. Pröscholdt, Die Zechsteinformation am Kleinen Thüringer Walde bei Bischofbrod an der Südostseite des Thüringer Waldes. Ebenda 1886, pag. 165.
14. H. Pröscholdt, Über die Gliederung des Buntsandsteins am Westrande des Thüringer Waldes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1887, S. 343 u. ff.
15. W. Frantzen, Untersuchungen über die Gliederung des Unteren Muschelkalks in einem Teile von Thüringen und Hessen und über die Natur der Oolithkörner in diesen Gebirgsschichten. Dies. Jahrb. 1887, S. 1—93.
16. R. Scheibe, Über Aufnahmen auf den Blättern Friedrichroda und Ohrdruff. Dies. Jahrb. für 1887, pag. XLV ff.

17. R. Wagner, Die Formation des Buntsandsteins und des Muschelkalkes bei Jena. Jahresbericht der Ackerbauschule zu Zwätzen bei Jena 1887.
18. H. Loretz, Der Zechstein in der Gegend von Blankenburg und Königssee am Thüringer Walde. Ebenda 1889, S. 221.
19. Blatt Meiningen. Berlin 1889.
20. Blatt Ohrdruff. Berlin 1889.
21. Blatt Gotha. Berlin 1889.
22. Blatt Jena. III. Auflage, 1909.
23. S. Passarge, Das Röt im östlichen Thüringen. Inaug.-Diss. Jena 1891.
24. R. Scheibe, Bericht über geologische Aufnahmen im Nordostteile des Blattes Brotterode. Ebenda, Berlin 1895, S. LXVII u. f.
Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und den Thüringischen Staaten.
25. K. A. v. Zittel, Grundzüge der Paläontologie. Leipzig 1895.
26. R. Wagner, Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalkes bei Jena. Abhdl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 27. Berlin 1897.
27. Philippi, Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes. Paläont. Abhandl. von Dames und Koken, N. F., IV, VIII, 4, 1901.
28. E. Picard, Beitrag zur Kenntnis der Glossophoren der mitteldeutschen Trias. Dies. Jahrb. 1901.
29. Fr. Frech, Die Dyas. Lethaea palaeozoica. II. Bd. 3. u. 4. Lief. Stuttgart 1901 und 1902.
30. V. Franz, Über *Nautilus bidorsatus* und seine Verwandten. Neues Jahrbuch für Min., Bd. LVII, Stuttgart 1903, pag. 486.
31. Langenhahn, Versteinerungen der deutschen Trias, auf Grund vierzigjähriger Sammeltätigkeit zusammengestellt usw. Liegnitz 1903.
32. Karl Walter, 12 Tafeln der verbreitetsten Fossilien aus dem Buntsandstein und Muschelkalk der Umgebung von Jena. Jena 1906.

II. Nur Tektonik.

33. H. Stille, Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zentralblatt für Mineralogie usw. 1909, pag. 283.
34. Philippi, Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschrift der Deutsch. geolog. Gesellschaft 1910.

Die Fauna der Unterkoblenzschichten (Michelbacher Schichten) des oberen Bernbachtales bei Densberg im Kellerwald.

Von Herrn **Paul Dienst** in Berlin.

Hierzu Tafel 16—18.

Einleitung.

Die im Folgenden bearbeitete Fauna der Michelbacher Schichten des oberen Bernbachtales bei Densberg im Kellerwald ist von A. DENCKMANN gelegentlich seiner geologischen Kartierung der Kellerwaldblätter entdeckt und ausgebeutet worden.

Der Fundpunkt liegt auf Blatt Gilserberg (Gradabteilung 68 Nr. 5) im Bernbachtal, das von Süden kommend, bei der Oberförsterei Densberg in das Gilsatal mündet. In langen und tiefen Schurfgräben wurden die fossilführenden Schichten in dem etwa 100 m südlich des Endes der Waldlichtung auf dem linken, westlichen Gehänge liegenden ersten tut-Bande aufgeschlossen.

Infolge der im Jahre 1897 erfolgten sorgfältigen Ausbeutung des Fundpunktes durch A. DENCKMANN gelang es Verfasser zusammen mit Herrn Privatdozenten Dr. F. HERRMANN in Marburg bei einem Besuche der Örtlichkeit im Jahre 1911 nur nach längerem Suchen, noch einige wenige gute Stücke zu sammeln.

Für die gütige Überlassung der gesamten Ausbeute zur Bearbeitung bin ich Herrn Landesgeologen Prof. Dr. A. DENCKMANN zu bestem Dank verpflichtet.

Die Arbeit wurde teilweise im geologisch-paläontologischen Institut der Universität Marburg ausgeführt. Für die liebenswürdige Bereitwilligkeit, mit der mir Herr Geheimrat Professor Dr. E. Kayser die Marburger Sammlung geöffnet und die literarischen Hilfsmittel zur Verfügung gestellt hat, sowie für sein Interesse an der Arbeit und seine Unterstützung bei ihrer Anfertigung bin ich meinem verehrten Lehrer zu aufrichtigem Dank verpflichtet.

Dank schulde ich ferner Herrn Geheimrat Prof. Dr. Beyschlag für die mir bereitwilligst zur Anfertigung der Arbeit zur Verfügung gestellte Zeitspanne.

Herr Dr. F. Drevermann in Frankfurt a. M. übersandte mir freundlichst auf meine Bitte einige Exemplare von *Spirifer daleidensis* und *Trigeri* aus dem Museum der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, und Herr Dr. Rudolf Richter ebendort übernahm gütigst den Vergleich meiner Acastestücke mit dem bei ihm vereinigten Phacopidenmaterial. Beiden Herren spreche ich hiermit meinen besten Dank aus.

Schließlich danke ich auch meinem Freunde Dr. F. Herrmann in Marburg für mannigfache Ratschläge[1]).

Die Michelbacher Schichten und die ihnen nächstliegenden gleichalterigen Vorkommen.

Wie im Folgenden nachgewiesen werden soll und schon vorweg bemerkt sei, entsprechen die Michelbacher Schichten entgegen der bisherigen Annahme, daß sie Vertreter der gesamten Koblenzstufen darstellen, lediglich deren unterem Teile.

[1]) Infolge langwieriger Krankheit des Verfassers mußte die Veröffentlichung der vorliegenden Arbeit mehrfach hinausgeschoben werden. Doch konnte bereits im Jahre 1910 auf Grund der Bestimmungen, die Verfasser ausgeführt hatte, P. Assmann in seiner Bearbeitung der Brachiopoden der Erbslochgrauwacke bei Densberg im Kellerwald (dieses Jahrbuch für 1910, I, S. 138) das Alter der Michelbacher Schichten richtig als Unterkoblenz angeben.

Unterdevonische Schichten rheinischer Facies von höherem oder jüngerem Alter als Unterkoblenz haben sich im Kellerwald bisher nicht gefunden.

Petrographisch setzen sich die Michelbacher Schichten »vorwiegend aus grünlich gefärbten, mehr oder weniger feldspathaltigen Grauwacken zusammen, deren stark verschieden entwickelten Bänke durch unregelmäßige Zwischenlagen von rauhen bis milden und dann seifig anzufühlenden Tonschiefern getrennt sind. Vielfach sind diesen Schichten rauhere Partieen eingelagert, und zwar finden sich solche in verschiedenen Horizonten der Michelbacher Schichten. Solche rauheren Partieen bestehen aus glimmerreichen Tonschiefern mit Linsenlagen von Grauwackensandstein. Die einzelnen Linsen zeigen in der Regel wulstige, phyllitisch glänzende Oberflächen. Ihr sandiges oder auch quarzitisch-grauwackenartiges Gestein enthält nicht selten lagenweise kalkiges Bindemittel, das an der eisenschüssigen Verwitterung der Grauwacken zu erkennen ist. Das kalkige Bindemittel deutet in der Regel auf Petrefaktenführung der Linsen hin. Die mehr quarzitischen Linsen gehen nicht selten in Kieselgallen über«[1]).

Die Versteinerungsführung ist nach DENCKMANN in unseren Schichten überaus ärmlich. Außer an dem behandelten Fundpunkte fanden sich Faunen nur an dem Oberufer Michelbach und am Steilhang und Fahrweg oberhalb des Kalkofens im »Kalk« an der Südostseite des Hohelohrs auf Blatt Kellerwald der geologischen Spezialkarte. Die beiden letztgenannten Fundpunkte sind jedoch unbedeutend gegenüber dem Vorkommen im Bernbachtal.

An allen drei Punkten wurden *Spirifer arduennensis* SCHNUR, *Uncinulus pila* SCHNUR sp., *Chonetes sarcinulata* SCHLOTH. sp. und *Pleurodictyum problematicum* GF. gefunden; am Oberurfer Michelbach daneben noch *Cryphaeus* sp. und *Cteno-*

[1]) A. DENCKMANN, Der geologische Bau des Kellerwaldes, Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., Heft 34, 1901, S. 26 und Erläuterungen zu Blatt Gilserberg der Geol. Spezialkarte von Preußen, 1902, S. 30.

crinus sp. und am »Kalk« *Ctenodonta* cf. *Roemeri* Beush., *Tentaculites scalaris* Schloth. und *Chonetes plebeja* Schnur.

Die von Denckmann gelegentlich seiner Spezialkartierung aufgefundenen und ausgebeuteten Faunen stehen zur Zeit, soweit sie silurischen Alters sind, an anderer Stelle in Bearbeitung [1]). Zweck der vorliegenden Arbeit soll sein, neben der Feststellung des Alters der Michelbacher Schichten eine Sonderbeschreibung eines wohlausgebeuteten einheitlichen Vorkommens von Unterkoblenzschichten zu geben, wie sie bisher von derselben Stufe nur aus dem linksrheinischen Gebiete, von Oberstadtfeld [2]) vorliegt.

Bei unserer Fauna handelt es sich jedoch nicht nur um ein rechtsrheinisches Vorkommen von Unterkoblenzalter, das erstmalig im einzelnen beschrieben wird, sondern gleichzeitig um das am weitesten östlich liegende des Rheinischen Schiefergebirges, das somit wegen seiner nahen räumlichen Beziehungen zu gleichalterigen Faunen hercynischer Facies ein besonderes Interesse verdient.

Die dem Michelbacher Vorkommen nächstliegenden Fundpunkte von Unterkoblenzschichten rheinischer Facies sind Rolshausen und Weipoltshausen südlich Gladenbach im Hessischen Hinterlande. Der erste wurde von K. Walther [3]) fraglich zur Unterkoblenzstufe gestellt. Erst F. Herrmann [4]) beseitigte die Zweifel über das Alter dieser Fauna durch den Nachweis einer dieser Stufe entsprechenden typischen Unterkoblenzfauna am Stoßberg bei Weipoltshausen. Beide Vorkommen sind in der hinter der Beschreibung unserer Fauna gegebenen Faunenzusammenstellung berücksichtigt. Gemeinsam mit unserem

[1]) A. Denckmann, Kurze Mitteilung über den palaeontologischen Inhalt des Obersilurs im Kellerwald. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1910, Monatsber. S. 672. R. Wedekind, Klassifikation der Phacopiden, ebenda 1911, S. 317.

[2]) F. Drevermann, Die Fauna der Unterkoblenzschichten von Oberstadtfeld bei Daun in der Eifel. Palaeontographica 49, S. 74, 1902.

[3]) K. Walther, Das Unterdevon zwischen Marburg a. L. und Herborn (Nassau), N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. 17, S. 1, 1903.

[4]) F. Herrmann, Über eine Unterkoblenzfauna mit Palaeosolen costatus Sdbg. bei Weipoltshausen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1911, Monatsber. S. 167.

Fundpunkt liegen diese beiden letztgenannten südöstlich der großen Silurüberschiebung, die vom Westerwald über den Kellerwald und den Harz bis nach Magdeburg hin zu verfolgen ist.

Weiter nördlich dagegen, im Siegenschen, hat kürzlich A. FUCHS[1]) bei Daaden eine von A. DENCKMANN entdeckte typische Unterkoblenzfauna aufgeführt; auch sie wird zum Vergleich herangezogen werden.

Auftreten und Art der Erhaltung der Versteinerungen.

Wie schon aus der petrographischen Beschreibung der Michelbacher Schichten hervorgeht, bilden deren versteinerungsführenden Schichten ein typisches Knollenvorkommen. Dabei wurden auffallenderweise einzelne Formen wie *Rhynchonella daleidensis, Uncinulus pila*, Bellerophonten, Homalonoten und *Trigeria Gaudryi* jede für sich in mehreren Exemplaren in einzelnen Knollen gefunden. *Plethomytilus procerus* n. sp. fand sich in drei Exemplaren in einer Knolle zusammen mit dem sonst ebenso seltenen, hier jedoch ebenfalls in mehreren Klappen vorliegenden *Spirifer daleidensis* STEIN.

Die Art der Erhaltung der Versteinerungen ist meist ausgezeichnet, naturgemäß weniger gut in den grobsandigen, vorzüglich in den harten quarzitischen Knollen. Kalkschalen sind nirgends erhalten; es liegt ausschließlich Steinkernerhaltung vor.

Lagerungsverhältnisse.

Die Lagerungsverhältnisse der Michelbacher Schichten sind äußerst verwickelt. Ein ganz klares Bild läßt sich selbst auf Grund der Spezialaufnahmen A. DENCKMANN's nicht geben.

Einmal transgredieren im Bernbachtal die versteinerungsführenden Knollenlagen und Bänke unserer Stufe unmittelbar über Rücklingschiefer des Silurs. Dies schließt DENCKMANN mit Recht aus den in den Michelbacher Schichten als Gerölle

[1]) A. FUCHS, Über eine Unterkoblenzfauna bei Daaden und ihre Beziehungen zu einigen rheinischen Unterdevonstufen. Centralblatt f. Min. 1911, S. 705.

auftretenden flintartigen Knollen, die nur aus den Kieselschiefern und ähnlichen Gesteinen der Rücklingschiefer stammen können[1]).

Anders liegen nach Assmann[2]) die Verhältnisse in den nur 100 m von dem versteinerungsführenden Bande entfernten Erbsloch: hier transgredieren — wie wiederum A. Denckmann beobachtet hat — die Michelbacher Schichten über die Hercyngrauwacke des Erbslochs, von der sie durch ein 20 bis 30 cm mächtiges, grobe Gerölle von Quarzit und unreinem Kalk führendes Konglomerat getrennt werden. Überlagert werden die Michelbacher Schichten im allgemeinen von transgredierendem Culmkieselschiefer. Im Bernbachtal dagegen treten unmittelbar über den Michelbacher Schichten wenige Meter mächtige Wissenbacher Schiefer auf, die hier ebenfalls wie die Unterkoblenzschichten eine ziemlich reiche Fauna führen[3]). Welcher Art diese Überlagerung ist, ob sie durch Überschiebung, Verwerfung oder Transgression hervorgerufen ist, darüber läßt sich ein Urteil nicht fällen.

Es wird sich im Verlauf der vorliegenden Arbeit erneut Gelegenheit bieten, auf die Lagerungsverhältnisse unserer Schichten bei Besprechung ihrer Beziehungen zu den Hercynschichten des Kellerwaldes einzugehen. Wir wenden uns nunmehr zur Beschreibung der Fauna der Michelbacher Schichten.

Paläontologischer Teil.

Pisces.

1. Fischrest.

Ein schlecht erhaltener Rest besagt nur, daß auch Fische in unseren Schichten nicht fehlen.

---

[1]) Denckmann, Kellerwald, S. 27.
[2]) Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 138, Anm. 1.
[3]) Denckmann, a. a. O., S. 28.

Crustaceae.

Trilobitae.

2. Acaste n. sp. aff. **Acaste (Phacopina) Schmidti** Rud. Richter.

Taf. 16, Fig. 1—3.

Rudolf Richter wies in seiner Dissertation (Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten aus dem Rheinischen Schiefergebirge, Marburg 1909, S. 94) zum erstenmal das Auftreten der bisher nur aus dem Devon Süd-Amerikas bekannten Gattung *Acaste* im Rheinischen Schiefergebirge nach. Er gab eine Beschreibung, aber keine Abbildung von *Acaste Schmidti* und *Acaste Henni.*

Die vorliegende Art unterscheidet sich nach freundlicher Mitteilung des Herrn Dr. Richter, dem auch Exemplare von Weipoltshausen bei Marburg vorliegen, die mit den Bernbacher Stücken vollkommen übereinstimmen, nur wenig von der ihr nahe verwandten *Acaste Schmidti.* Richter, bei dem zur Zeit das ganze Vergleichsmaterial vereint ist, wird in seiner demnächst erscheinenden Monographie der devonischen Trilobiten eine eingehende Charakteristik geben.

Es liegen 6 Köpfe vor; von dem übrigen Tier ist an diesem Punkte nichts gefunden.

Das Kopfschild besitzt parabolischen Umriß. Glabella und Wangen sind sanft abfallend. Die erste verbreitert sich nach dem Stirnrande zu stetig. Die Gesichtsnaht ist bei allen deutlich zu sehen. Sie verläuft wie eine typische Phacopidennaht. Unmittelbar vor dem Auge, an dem äußeren Ende der ersten Seitenfurche, liegt ein tiefes Grübchen, das auf eine Verdickung der Schale hindeutet.

Die über den ganzen Steinkern der Glabella verbreitete Körnelung ist von der Mitte aus in gewisser Regelmäßigkeit nach dem Stirnrande zu stromartig angeordnet.

Die erste und die zweite Seitenfurche sind deutlich doppelt ausgebildet, die zweite flach, die dritte so tief wie der Nackenring. Auf diesem befindet sich kein Knoten.

Die Augen sind ziemlich groß, sie reichen von dem oben genannten Grübchen am Ende der ersten Seitenfurche bis unmittelbar an die Nackenfurche. Ihre Länge entspricht etwa der Hälfte der Kopflänge. Das von Richter für *Acaste Schmidti* angegebene Merkmal, daß die Augen in der Seitenansicht die Glabella überragen, trifft nicht auf alle meine Stücke zu. Jedes Auge trägt etwa 20 Facettenreihen mit 4—5 Facetten. Die Wangen enden rund. Der Umschlag ist in der Mitte der Stirn scharf, nach den Seiten zu gerundet.

Es ist auffällig, daß im Bernbachtal ebenso wie bei Oberstadtfeld und Weipoltshausen (Herrmann, Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges. 1911, Monatsber. S. 169) dieser Phacopide sowie *Homalonotus* und *Cryphaeus* die einzigen Vertreter der Trilobiten sind, während die Gattung *Phacops* s. str. in diesen einander entsprechenden Ablagerungen fehlt.

Die nahe verwandte *Acaste Schmidti* findet sich in den Unterkoblenzschichten von Stadtfeld, vom Daxelberg bei Meisburg, bei Laubach-Königsbach, sowie in den Oberkoblenzschichten von Dansfeld bei Prüm in der Eifel.

3. Homalonotus (Digonus) rhenanus C. Koch.

1883. *Homalonotus rhenanus* C. Koch, Monographie der Homalonotus-Arten des rheinischen Unterdevon. Abh. zur Geol. Spezialkarte von Preußen IV, 2, S. 32, Taf. 3, Fig. 1—6.

Während von dem Kopf nur eine schlechte Wange vorliegt, sind Pygidien in größerer Anzahl vorhanden, von Rumpfringen wiederum nur Reste. Die Grenze zwischen Rhachis und Seitenteilen verläuft geradlinig. Die Zahl 13 der erkennbaren Rhachissegmente stimmt mit der Kochschen Angabe überein. Die Steinkerne sind für das bloße Auge glatt, erst mit der Lupe erkennt man eine feine Körnelung.

Die Untergattung *Digonus* hat Gürich (Leitfossilien II, 1909, S. 156) für solche Formen aufgestellt, deren Kopf vorn ein durch quere Abstutzung und Einbuchtung zweispitziges Mittelschild aufweist, und deren Schwanz spitz endet. Die

Seitenbegrenzungen der trapezförmigen Glabella laufen nur schwach nach vorne zusammen.

Vorkommen: Unterkoblenzschichten.

4. Homalonotus (Burmeisteria) armatus Burm. sp.

1883. *Homalonotus armatus* C. Koch, a. a. O., S. 12, Taf. 1, Fig. 1—6.
1909. *Burmeisteria armata* G. Gürich, Leitfossilien II, S. 156, Taf. 48, Fig. 2.

Es fanden sich ein vollständiges kleines und das Bruchstück eines größeren Pygidiums. Der deutlich segmentierte Schwanz endigt in einer Spitze. Das nur 5 mm lange kleine Schwanzschild zeigt zwei Paar seitliche Stachelansätze.

Die Untergattung *Burmeisteria* hat Salter (A monograph of British trilobites, 1865, S. 105) für *Homalonotus*-Formen mit *Trimerus*-ähnlichem Pygidium, aber stumpfer abgerundetem Kopf und mit regelmäßig angeordneten starken Dornen aufgestellt. Gürich hat bereits darauf hingewiesen, daß diese Regelmäßigkeit in der Anordnung der Dornen nicht durchgehend ist.

Vorkommen: wie die vorige Art.

Cephalopoda.

5. Orthoceras sp.

Größere Bruchstücke eines scheinbar glatten *Orthoceras* lassen eine spezifische Bestimmung nicht zu. Der Sipho ist zentral gelegen.

Gastropoda.

6. Pleurotomaria (Bembexia) daleidensis F. Roe.

1856. *Pleurotomaria striata* Sandberger, Verst. rhein. Schichtensystem Nassau, S. 188, Taf. 23, Fig. 2.
1889. *Pleurotomaria striata* Kayser, Hauptquarzit, S. 14, Taf. 8, Fig. 8.
1889. *Pleurotomaria daleidensis* Koken, N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. 6, S. 345.

Wie bei allen Schnecken variiert auch bei dieser Form der äußere Habitus sehr zwischen ganz niedrigen stumpfkegeligen und hohen spitzkegeligen Gehäusen, ohne daß man

jedoch mehr als die Abtrennung einer Varietät rechtfertigen könnte.

Die hohe Form ist nach Koken auf die Unterkoblenzschichten beschränkt. Sie liegt ausschließlich vor.

7. Bellerophon (Phragmostoma) rhenanus Drev.

1902. *Phragmostoma rhenanum* Drevermann, Oberstadtfeld, Palaeontographica 49, S. 76, Taf. 9, Fig. 6 und 7.

Diese im links- und rechtsrheinischen Devon verbreitete Form, auf deren nahe Verwandtschaft zu französischen und nordamerikanischen Formen Drevermann a. a. O. hinweist, liegt in einer Anzahl jüngerer und älterer typischer Exemplare vor. Die Skulptur besteht bei dem besterhaltenen Exemplar aus zahlreichen, mäßig schwachen Anwachsstreifen, während die von Drevermann angegebene, durch feine Längslinien hervorgerufene Gitterskulptur nicht zu beobachten ist.

Vorkommen: Nellenköpfchen, Zenscheid und Oberstadtfeld in den Unterkoblenzschichten, von Kegel neuerdings auch im Taunusquarzit nachgewiesen.

8. Bellerophon (Patellostium) macrostoma F. Roe.

1844. *Bellerophon macrostoma* F. Roemer, Das rheinische Übergangsgebirge, S. 80, Taf. 2, Fig. 6.

Nahe verwandt mit der vorigen Art ist diese in wenigen schlechten Exemplaren und dem Abdruck eines Schalenexemplars vorliegende Form.

9. Bellerophon (Bucanella?) tumidus Sandb.

1856. *Bellerophon trilobatus* Sow. var. *tumidus* Sandb. Verst. rhein. Schichtensyst. Nassau, S. 177, Taf. 22, Fig. 1.

1888. *Bellerophon trilobatus* Maurer (ex p.), N. Jahrb. Min. Bd. II, S. 62, Taf. 2, Fig. 4.

1895. *Bellerophon tumidus* Kayser, Ann. soc. géol. de Belg. Bd. 22, S. 182, Taf. 4, Fig. 7 und 8.

In einigen guten Exemplaren.

10. Bellerophon (Bucanella) bipartitus SANDB.

1856. *Bellerophon trilobatus* Sow. var. typus SANDBERGER, Verst. rhein. Schichtensyst. Nassau, S. 177, Taf. 22, Fig. 2.

Es fand sich eine Anzahl Exemplare, die den Typus der Abbildung SANDBERGERs zeigen.

11. Bellerophon (Bucania?) sphaericus K. WALTHER.

Taf. 16, Fig. 4—8.

1903. K. WALTHER, Das Unterdevon zwischen Marburg und Herborn. N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. 17, S. 47, Taf. 2, Fig. 4 und 5.

Diese durch WALTHER von Roßbach und Wilsbach beschriebene Form findet sich auch im Bernbachtal in einer großen Zahl von Steinkernen nebst Schalenabdrücken. Von derselben Form liegen ferner im Marburger Museum Stücke vom Nerother Kopf und aus einer Gastropodenbank in den Unterkoblenzschichten des Stoßberges bei Weipoltshausen. Das größte Stück mißt 1,7 cm an Durchmesser, der jedoch in der Regel 1 cm nicht überschreitet.

Das Hauptmerkmal ist die glatte, nur manchmal schwach gekielte Rundung des Steinkerns. Die Form ist mehr oder weniger involut. Die Schale ist weder gekielt noch rund, sondern gerade abgestutzt, soweit das Schlitzband reicht. Schalenexemplare liegen nicht vor, jedoch ist dies Merkmal an den Negativabdrücken sehr gut erkennbar. Das Schlitzband endigt in einem länglichen Schlitz, der sich nach vorn stark verbreitert.

Die Skulptur variiert stark. Derjenigen von *Tropidocyclus brevilineatus* CONR. sp. (HALL, Palaeont. of N. York, 5, II, S. 107, Taf. 26, Fig. 6 und 7), die WALTHER zum Vergleich heranzieht, ähneln die wenigsten Formen. Die meisten zeichnen sich vielmehr durch eine kräftige Berippung aus. Die Anwachsstreifen kreuzen auf den älteren Windungen den Schalenrücken deutlich, indem sie in spitzem, abgerundetem Winkel nach hinten ausbiegen. Weiter nach der Mündung zu werden die Anwachsstreifen zuweilen schwächer und feiner.

Es schieben sich neue ein, die den Schalenrücken nicht mehr erreichen, und im extremsten Falle ist dieser überhaupt frei von jeder Berippung.

Wie sehr offenbar die Skulptur auch der von Walther herangezogenen amerikanischen Art variiert, zeigen die Abbildungen, die neuerdings J. M. Clarke von dieser Form gegeben hat (Early devonic history of New York, 1909, Teil I, S. 229, Taf. 17, Fig. 7—16) und von denen besonders die Figuren 13, 15 und 16 der Ausbildung bei unseren Stücken entsprechen, mit Ausnahme der feinen unterbrochenen Längsstreifung, die an den vorliegenden Stücken nicht zu beobachten ist.

Während die Steinkerne von der Anfangswindung an einen mehr oder weniger gerundeten Rücken besitzen, zeigt sich auf den Schalenabdrücken der inneren Windungen ein deutliches kielartiges Heraustreten des Schlitzbandes, das erst nach der Mündung zu sich mehr in die Ebene der Wölbung legt.

Ganz vereinzelt finden sich Skulptursteinkerne.

In dem vorliegenden reichen Material von Bellerophonten sind zahlreiche Übergangsglieder zwischen den verschiedenen aufgestellten Arten vorhanden, die ihre Zurechnung zu der einen oder der anderen Art nicht immer ohne Schwierigkeiten gestatten. Immerhin scheint uns Maurer (Der Quarzit von Neuweilnau — Ber. der Senckenb. Naturf. Ges. in Frankfurt a. M. 1902, S. 32) zu weit zu gehen, wenn er »die mehr oder weniger stark aufgetriebenen oder flachen Formen von gleichem Umriß — *Bellerophon tumidus* Sandberger, *Bellerophon bipartitus* Sdbg. und *Bellerophon Sandbergeri* Barrois — nur als Altersunterschiede einer Art« auffaßt. Die von Barrois (Mém. soc. géol. du Nord II, S. 282, Tafel 13, Fig. 7) aufgestellte Art *Bellerophon Sandbergeri* halte ich für eine Varietät des *Bellerophon sphaericus*, der, wie Walther a. a. O. selbst angibt, zuweilen einen gekielten Rücken besitzt. Verschärft sich dieser Kiel, so wird das Tier schließlich nahezu scheibenförmig.

12. Capulus (Platyceras) subquadratus KAYSER.

1889. *Capulus subquadratus* KAYSER, Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. S. 293, Taf. 14, Fig. 8.

Dieses auch bei Oberstadtfeld auftretende »Leitfossil der Unterkoblenzschichten« fand sich in vier Exemplaren im oberen Bernbachtal.

Der von KAYSER gegebenen Diagnose ist wenig hinzuzufügen: Die Skulptur besteht aus zahlreichen, sehr dichten und feinen Anwachsstreifen, die durch ebenso feine Längsstreifen gekreuzt werden, so daß ein feines Gewebe auf der Schale zustande kommt.

13. Platyceras Drevermanni n. sp.

1902. *Platyceras* sp. DREVERMANN, Palaeontographica 49, S. 78, Taf. 9, Fig. 11.

DREVERMANN bildet in seiner Beschreibung der Fauna der Unterkoblenzschichten von Oberstadtfeld den Steinkern eines *Platyceras* ab, das man unbedenklich mit der in nur vier Exemplaren vorliegenden Form vereinigen kann. Diese ist schlank und besteht aus »$1^1/_2$ freien, aus der Ebene gehobenen Umgängen«. An Größe nimmt die Form nur langsam zu. Ein Kiel ist nicht vorhanden, jedoch ist der Querschnitt nicht kreisrund, sondern unregelmäßig gestaltet. Die nur an dem Oberstadtfelder Exemplar zu beobachtende »Mündung zeigt unten wie oben je eine breite, zungenförmige Ausbuchtung, deren Form von den stellenweise lamellös werdenden Anwachsstreifen nachgeahmt wird«. Die Skulptur, hervorgerufen durch feine Längsstreifen und Anwachslinien, bildet ein feines Maschenwerk.

Die Bernbachtalformen sind nur etwa halb so groß wie die Oberstadtfelder.

14. Platyceras Loranum A. FUCHS mscr.

Taf. 16, Fig. 9 und 10.

1890. A. FUCHS, Das Unterdevon der Loreleigegend, Jahrb. Nass. Ver. f. Nat. 52, S. 53, 63, 68.

Aus den Unterkoblenzschichten der Loreleigegend führt A. FUCHS a. a. O. als neue Spezies *Platyceras Loranum* an.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die betreffenden Belegstücke finden sich in der dem Geologischen Landesmuseum zu Berlin einverleibten Sammlung des Herrn Fuchs.

Nur ein Steinkern nebst Abdruck liegt vor.

Das Gehäuse besteht aus drei widderhornartig gedrehten, rasch an Umfang zunehmenden Windungen, die oben ziemlich gleichmäßig, nach unten sehr stark gewölbt sind. Auf dem Steinkern sowohl wie auf dem Abdruck ist eine Art breiter Rippen zu beobachten, die sich in Anschwellungen und Wiederverjüngungen des letzten Umgangs andeuten. Die Skulptur besteht aus undeutlichen Anwachsstreifen.

Ähnlich der in Rede stehenden Art ist *Platyceras kahlebergense* Beushausen (Oberharzer Spiriferensandstein, S. 53, Taf. 1, Fig. 14). Die Harzer Art unterscheidet sich jedoch leicht durch ihre die größte Wölbung der Schale beiderseitig begleitenden Furchen.

15. **Platyceras** cf. **kahlebergense** Beush. sp.

1884. *Capulus kahlebergensis* Beushausen, Oberharzer Spiriferensandstein, S. 53, Taf. 1, Fig. 14.

1909. *Platyceras kahlebergensis* J. M. Clarke, Early devonic history of New York, II, S. 102, Taf. 23, Fig. 2—7.

Der allein vorliegende Schalenabdruck eines *Platyceras* zeigt jederseits der größten Wölbung die für die herangezogene Harzer Art charakteristischen schwachen Furchen. Er entfernt sich von ihr durch einen auf der Außenseite des letzten Umgangs nach der Mündung zu sich einstellenden flachen, breiten Kiel.

Die Beushausensche Form hat kürzlich J. M. Clarke auch aus dem Chapmann-Sandstein von Edmunds Hill (a. o. a. O.) nachgewiesen.

16. **Platyceras** (?) **cassideum** A. u. V. sp.

1842. *Pileopsis cassideus* d'Archiac und de Verneuil, On the fossils of the older deposits in the rhenish provinces. Mem. Transact. geol. Soc. of London, (2) 6, S. 366, Taf. 34, Fig. 10 und 10a.

1902. *Platyceras* (?) *cassideum* Drevermann, Oberstadtfeld, S. 78.

Ein nur 8 mm langes Exemplar gehört hierher.

Incertae sedis.

17. Tentaculites scalaris Schloth.

1909. J. M. Clarke, Early devonic history of New York. N. Y. State Mus. Mem. 9 II, S. 68 und 98, Taf. 22, Fig. 9—11.

In einzelnen Exemplaren. Länge bis über 3 cm.

Lamellibranchiata.

18. ? Aviculopecten sp.

Ein Schalenabdruck zeigt neben konzentrischen feinen Anwachsstreifen eine feine Radialberippung. Höhe 20, Breite 16 mm. Ein hinterer Flügel ist angedeutet, das Vorderohr nicht erhalten. Bei der ungünstigen Erhaltung des Bruchstückes ist eine sichere Bestimmung nicht möglich, und das Stück sei nur der Vollständigkeit halber aufgeführt.

19. Leiopteria crenato-lamellosa Sdbg. sp.

1882. *Avicula pseudolaevis* Oehlert, Mém. soc. géol. France. (3) 2, S. 23, Taf. 3, Fig. 5 und 5a.

1891. *Avicula crenato-lamellosa* Sdbg. var. *pseudolaevis* Frech, Abh. Preuß. Geol. Landesanst. IX, 3, S. 51, Taf. 4, Fig. 13—13b.

1909. Spriestersbach, Remscheider Schichten, ebenda N. F., Heft 58, S. 16, Taf. 2, Fig. 1 und 2.

Wie Spriestersbach vermag auch ich unter den vorliegenden Exemplaren solche ohne deutliche Schloßzähne von solchen zu unterscheiden, die mit Zähnen versehen sind. Ich schließe mich seinen Ausführungen an, mit denen er die Gruppe der »*Avicula*« *lamellosa* von *Avicula* trennt, und sie zu *Leiopteria* Hall (erweitert Spriestersbach) stellt.

Die weitverbreitete Art ist in unseren Ablagerungen recht häufig.

20. Limoptera orbicularis Oehlert.

1891. Frech, Aviculiden, S. 163, Taf. 18, Fig. 3—3c.

Bruchstück, nur Wirbel, Teil des Schloßrandes erhalten, ähnlich wie bei Frech, Taf. 18, Fig. 3.

Vorkommen: Taunusquarzit, Unterkoblenzschichten und Koblenzquarzit.

21. Pterinea expansa Maurer sp. em. Frech.

1891. Frech, Aviculiden, S. 90, Taf. 9, Fig. 11—15.
1904. Drevermann, Siegener Schichten, Palaeontograph. 50, S. 240.

Den unvollständigen Skulptursteinkern einer linken Schale rechne ich hierher.

22. Pterinea (Cornellites) costata Gf.

1891. *Pterinea costata* Frech, Aviculiden, S. 81, Taf. 8, Fig. 2; Taf. 9, Fig. 4—8.

Williams (Proceedings of the U. St. Nat. Mus. 34, 1908, S. 87) begründete für die Gruppe der *Pterinea fasciculata* Gf., der bei Frech a. a. O. die Gruppe der *Pterinea costata* entspricht, das neue Genus *Cornellites*.

Die in den Unteren Koblenzschichten häufige Art liegt in mehreren ein- und zweischaligen Exemplaren vor.

23. Pterinea Denckmanni n. sp.

Taf. 16, Fig. 11 und 12.

Der ausgezeichnet erhaltene Steinkern und Schalenabdruck der linken Klappe einer *Pterinea* erinnert in Form und Skulptur lebhaft an *Actinodesma Annae* Frech (Aviculiden, 1891, S. 106, Taf. 7, Fig. 11 und Taf. 8, Fig. 6—6b). Während jedoch bei *Actinodesma* das Schloß sich aus kurzen kräftigen, senkrecht gestellten Zähnen zusammensetzt, die in ununterbrochener Reihe von vorn bis unter den Wirbel gelegen sind und bis an die schrägen verlängerten Seitenzähne reichen, sind bei dem vorliegenden Steinkerne drei nach vorne schräg gestellte, unter dem überragenden Wirbel zwei senkrecht gestellte kurze Leisten vorhanden, die den zwischen den Zähnen der linken Klappe liegenden Gruben entsprechen. An diese Schloßzähne schließen sich hinten drei Seitenzähne an, die schräg verlängert sind und unmittelbar an der deutlich längsgestreiften Ligamentfläche beginnen.

Die Schale ist hochgewölbt, nach dem kleinen Vorderohr fast senkrecht abfallend. Dieses mißt an Länge etwa $^1/_4$ des hinteren Flügels, der gut entwickelt und ebenfalls abgesetzt ist. Vorderohr nach vorne rund abgestutzt.

Der Steinkern ist glatt, Muskeleindrücke sind nicht wahrnehmbar. Schloßrand gerade, die ebene Ligamentfläche breit, fein gestreift. Die Skulptur besteht, wie bei *Actinodesma Annae* und *obsoletum*, aus kräftigen, schuppigen, gezackten Anwachsstreifen und feineren, unterbrochenen Radiallinien. Der Vorderflügel ist an dem Schalenabdruck nur unvollständig erhalten. Man sieht jedoch, daß auf ihn die kräftigen Anwachsstreifen übergehen, während diese auf dem Hinterflügel weniger zackig hervortreten. Auf dem Vorderohr ist ebenso wie auf dem Hinterflügel auch die Radialskulptur deutlich ausgeprägt.

Wegen der Ausbildung des Schlosses und des Vorderohrs noch zu *Pterinea* zu stellen, in ihrem sonstigen Habitus jedoch völlig gleich *Actinodesma Annae* gestaltet, bildet die Form offenbar einen Übergang der einen Gattung zur anderen. In der Skulptur stimmt unsere Form mit der linken Klappe von *Actinodesma* und *Leiopteria* (SPRIESTERSBACH und FUCHS, Remscheider Schichten, S. 14) teilweise überein, während ihr Zahnbau von dem der genannten Genera abweicht. Bei *Actinodesma* beobachtet man eine ununterbrochene Reihe von Zähnen; die letzten Zähne sind verlängert und entsprechen den Seitenzähnen der nahestehenden Gattungen. Bei *Leiopteria* andererseits ist die Zahnreihe in Schloß- und Seitenzähne zerlegt, welches Verhalten sich bei *Pterinea* ebenfalls wiederfindet.

Von *Leiopteria* unterscheidet sich *Pterinea Denckmanni* jedoch durch den gänzlichen Mangel der hinter dem Vorderohr gelegenen inneren Querleiste.

Auf die überaus große Schwierigkeit der Gattungsbestimmung von Formen wie *Actinodesma obsoletum* GF., zu der *Pterinea Denckmanni* äußerlich die engsten Beziehungen besitzt, ist mehrfach, so von FRECH (Aviculiden, S. 107) hingewiesen worden.

24. Gosseletia carinata Gf.-Follmann sp.

1891. Frech, Aviculiden, S. 120, Taf. 12, Fig. 8—11; Taf. 14, Fig. 3.

Steinkern und Schalenabdruck einer rechten Klappe zeigen die die Schale vollständig durchsetzenden regelmäßigen Radialrippen der Schalenoberfläche. Wirbelgegend abgebrochen.

25. Gosseletia sp.

Eine überaus dickschalige kleine *Gosseletia* gehört etwa in die Nähe von *Gosseletia microdon* Frech (Aviculiden, S. 111, Taf. 13, Fig. 5), von der sie sich jedoch durch die mehr in die Länge gezogene schlankere Schale, die geringere Größe sowie den Mangel der der Gruppe der *Gosseletia microdon* eigenen Radialrippen unterscheidet.

Nur Steinkern und Abdruck der linken Klappe liegen vor. Gestalt gebogen dreiseitig, ziemlich stark gewölbt. Höchste Erhebung nahe dem Wirbel. Vorderrand steiler abfallend als der hintere Teil der Schale, mit dem Hinterrande unter spitzem Winkel zusammenstoßend. Schale am Wirbel etwa 5 mm dick, bei einer Länge der Muschel von 21 und einer Breite von etwa 11 mm.

Skulptur der Oberfläche aus einigen wenigen kräftigen Anwachsstreifen bestehend.

Vom Schloß ist nichts zu beobachten.

26. Mytilarca dentata n. sp.

Taf. 16, Fig. 13.

Schale stark in die Länge gezogen, Vorder- und Hinterrand verlaufen annähernd parallel, stark gewölbt. Der höchste Punkt der Wölbung ist dem Wirbel genähert. Die Wölbung verläuft vom Wirbel aus geradlinig zum Unterrand mit steilem Abfall nach vorn und desto weniger steilem nach hinten, je mehr sie sich dem Unterrande nähert. Am Vorderrand ist der Steinkern konkav eingebogen. Nach dem Wirbel zu tritt auf demselben parallel dem Vorder- und über dem Schloßrand eine Kante auf, unterhalb deren der Steinkern stark ein-

gezogen ist, was einer Verdickung der Schale entspricht. Ein Kiel ist nicht vorhanden, die Oberfläche ist mit feinen Anwachsstreifen versehen. Auf der Vorderseite liegt nahe dem Wirbel eine ganz flache Einbuchtung für den Byssus.

Die deutlich feingestreifte Ligamentarea ist lang und breit (16 mm und 2,5 mm). Unter dem Wirbel des Steinkerns der rechten Klappe beobachtet man unter der Ligamentfläche ein kleines dreieckiges Schloßfeld, auf dem ein dem Vorderrande paralleler kurzer Leistenzahn sichtbar wird. Dieser wird zu beiden Seiten von zwei etwa gleichbreiten Furchen begrenzt, die zwei in der linken Klappe liegenden Schloßzähnen entsprechen. Außerdem findet sich in der Nähe des Endes der Ligamentfläche ein deutlicher dicker kurzer Seitenzahn.

Größte Breite der Schale 19, Länge 34 mm.

Ähnlich unserer Form im Umriß ist die weiter unten beschriebene *Plethomytilus procerus* n. sp., von der sie sich jedoch durch die Bezahnung unterscheidet. Das gleiche gilt von *Myalina Beushauseni* FRECH (Aviculiden, S. 145, Taf. 16, Fig. 16) aus dem Eifeler Mitteldevon.

Aus dem amerikanischen Devon stehen unserer Art am nächsten *Mytilarca chemungensis* (Hall, Palaeont. of New York, V, S. 258, Taf. 32, Fig. 8—11, 13 und 14) und *Mytilarca carinata* (ebenda, S. 259, Taf. 32, Fig. 15—19; Taf. 33, Fig. 8). Die erste ist durch kürzere Ligamentfläche, die zweite durch ihren Schloßbau verschieden.

Vielleicht gehört zu unserer Art die von FRECH (Aviculiden, S. 157) beschriebene und mit *Myalina carinata* HALL verglichene *Myalina* n. sp. aus dem Koblenzquarzit von Ems. Ein Unterschied liegt allerdings in der Kürze der Ligamentarea des Emser Stückes sowie in dem Mangel der Seitenzähne.

27. **Mytilarca** sp.

Taf. 16, Fig. 14.

Das Bruchstück einer linken Klappe zeigt die für die Gattung bezeichnende Bezahnung unter dem Wirbel. Die Li-

gamentfläche (10 mm lang, 2,5 mm breit) ist kürzer als bei der vorigen Art, wodurch eine größere Schlankheit der Form bedingt ist. Wirbel spitz, nicht überragend, etwas nach vorn gebogen. Die Schale ist bedeutend schwächer gewölbt als die von *Mytilarca dentata*. Seitenzähne sind nicht vorhanden.

Die Form hat Ähnlichkeit mit *Myalina solida* Maurer aus den Unterkoblenzschichten des Nellenköpfchens (Frech, Aviculiden, S. 143, Textfig. 15), mit der sie die Flachheit gemeinsam hat. Sie unterscheidet sich von ihr durch bedeutendere Größe und die breitere Ligamentarea, sowie durch den Schloßbau.

28. Plethomytilus procerus n. sp.

Taf. 16, Fig. 15 und 16.

Schale ziemlich groß, über doppelt so lang als breit (Länge 35, Breite 16 mm), ziemlich stark gewölbt, gleichklappig. Wirbel spitz, nach vorn gebogen, nicht überragend. Die Linie der größten Erhebung nahe und parallel dem Vorderrande, jene etwa in der Mitte zwischen Wirbel und Unterrand liegend. Nach vorn fällt die Schale steil ab und bildet ein breites senkrechtes, etwas eingelassenes Feld. Nach der hinteren Ecke zu verflacht sich die Schale gleichmäßig und allmählich. In etwa $^2/_3$ der Länge legt sich hinter die Linie der höchsten Erhebung eine sehr flache breite Depression, die nur auf dem Schalenausguß wahrnehmbar ist. Vorder- und Hinterrand schwach konvex, Unterrand wohl gerundet, Hinterrand eine Strecke lang dem Vorderrande parallel, dann in den spitzen Wirbel übergehend. Ligamentfläche geradlinig, nicht sehr lang, jedoch hoch. Schale unter dem Wirbel stark verdickt. Schloßfläche und Zähne nicht vorhanden. Der große flache hintere Muskeleindruck liegt in dem von Hinter- und Unterrand gebildeten Winkel.

Steinkern fast glatt, Schale mit zahlreichen feinen konzentrischen Anwachsstreifen.

Die Steinkerne zweier rechten und einer linken, sowie der Abdruck einer rechten Schale liegen vor.

Ähnlich im Habitus unserer Art ist außer der oben beschriebenen *Mytilarca dentata* n. sp. (die sich durch die wohlausgebildeten Zähne unterscheidet) *Myalina Damnoniensis* PHILLIPS sp. (WHIDBORNE, Devonian fauna of the South of England, II, S. 47, Taf. 3, Fig. 6) von Wolborough und die damit nahe verwandte *Myalina Beushauseni* FRECH (Aviculiden, S. 145, Taf. 16, Fig. 16) aus dem Mitteldevon der Eifel. Diese unterscheiden sich jedoch von der neuen Art durch den weniger steilen Abfall der Vorderseite und die Skulptur.

Recht nahe steht unsere Form auch dem *Mytilus protendens* BARR. aus dem Konjepruskalk (BARRANDE, Syst. silur. VI, Taf. 207, Fig. I, 1—4), von dem sie sich im wesentlichen nur durch den stärker vorgebogenen Wirbel unterscheidet. Etwas kräftigere Wölbung trennt sie von *Mytilus patiens* BARR. (ebenda Taf. 206, Fig. I, 1—3).

Eine mit den beiden letztgenannten böhmischen Formen zu vereinigende Form hat kürzlich HERRMANN aus dem Knollenschiefer der Damm-Mühle bei Marburg bekannt gemacht (dieses Jahrbuch für 1912, I, S. 374, Taf. 23, Fig. 5). Sie ist jedoch erheblich flacher als die herangezogenen Formen.

In die Nähe von *Plethomytilus procerus* n. sp. gehört auch eine in der Sammlung SPRIESTERSBACH-Remscheid liegende, aus den Oberkoblenzschichten von Kastelbach bei Oberlahnstein stammende, etwas verdrückte rechte Schale.

Die Gattung *Myalina* in weiterem Sinne ist im rheinischen Devon wie auch anderwärts recht selten. Um so auffälliger ist die Häufung und Mannigfaltigkeit der Formen in unseren Schichten.

29. Plethomytilus sp.

Taf. 16, Fig. 17.

Das Bruchstück eines durch geraden Wirbel und geringe Wölbung der Schale ausgezeichneten *Plethomytilus*-Steinkerns

läßt eine spezifische Bestimmung nicht zu. Schale schnell an Breite zunehmend. Ligamentfläche nicht erhalten, die Schale springt unter dem spitzen Wirbel 5,5 mm zurück. Vorderrand steil abfallend, die Spitze etwas nach vorn gebogen.

30. Modiola antiqua Gf.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 10, Taf. 1, Fig. 3—6.
1902. Maurer, Neuweilnau, S. 37, Taf. 3, Fig. 11.
1908. *Modiella modiola* J. M. Clarke, New York State Mus. Mem. 9, 1, S. 232, Taf. 21, Fig. 1—5.

Drei rechte und eine linke Klappe stimmen vollkommen mit der von Beushausen gegebenen Abbildung und Beschreibung überein. Zwei kleine Exemplare messen 1,2, zwei größere 2,3 cm.

Nicht zu trennen von unserer Art ist *Modiella modiola* Clarke a. a. O. aus dem Gaspé-Sandstein.

31. Modiomorpha elevata Krantz sp.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 23, Taf. 2, Fig. 9—11.

Der Abdruck einer rechten Klappe dieser in der Siegener Grauwacke und den Unteren Koblenzschichten vorkommenden Art liegt in der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Marburg.

32. Modiomorpha Kayseri n. sp.

Taf. 16, Fig. 18—21.

Es liegen zwei Steinkerne nebst dazugehörigem Abdruck, sowie ein dritter Steinkern einer *Modiomorpha* vor, die durch ihre hochgewölbte Gestalt von allen bisher beschriebenen devonischen Formen erheblich abweicht.

Schale sehr ungleichseitig, quer verlängert, nach hinten nur wenig verbreitert, sehr stark gewölbt. Wirbel klein, wenig vorspringend, weit nach vorn gelegen. Vorderrand abgerundet, hinter dem Wirbel wenig eingezogen, Unterrand ziemlich gerade, mit ganz schwacher Einbiegung in der Mitte. Hinterrand schräg bogig, in stumpfem Winkel in den auffallend

langen und geraden Schloßrand übergehend. Vom Wirbel zieht zum Hinterrand eine wulstige Kante, von der aus die Schale zum Schloß- und zum Unterrande ziemlich steil abfällt. Vor dieser Kante verläuft vom Wirbel zur Mitte des Unterrandes eine flache Depression. Die größte Erhöhung liegt etwa in der Mitte zwischen Wirbel und Hinterecke.

Das Schloß besteht aus einem unter dem Wirbel gelegenen, nach vorn gerichteten, ziemlich schwachen Zahn in der rechten und einer entsprechenden Zahngrube in der linken Klappe. Der Schloßrand ist längsgestreift für die Anheftung des Ligaments.

Der vordere Muskeleindruck liegt tief eingesenkt nahe dem Vorderrande vor dem Wirbel, ist von rundlich-eiförmiger Gestalt und hat eine narbige Oberfläche. Er wird durch eine schwache Schwiele gestützt. Ein Fußmuskeleindruck ist nicht zu beobachten, ebensowenig die Mantellinie und der hintere Muskeleindruck. Skulptur aus nicht sehr zahlreichen konzentrischen Anwachsstreifen bestehend, die auf dem Steinkern ebenfalls angedeutet sind.

Länge 44, Breite 15 mm bezw. 30 und 12 mm bei dem kleineren Exemplar.

Durch die hohe Wölbung und den langen geraden Schloßrand ist unsere Form vor allen anderen bisher beschriebenen Modiomorphen ausgezeichnet. Nahe kommt ihr nur eine Art, die KEGEL aus dem Taunusquarzit (Der Taunusquarzit von Katzenelnbogen, Abh. Pr. Geol. L.-A., N. F., H. 76) beschreibt. *Modiomorpha Herrmanni* KEGEL hat mit *Modiomorpha Kayseri* die hohe Wölbung gemein. Der Schloßrand erreicht bei der Taunusquarzitform nicht ganz die Länge wie bei *Modiomorpha Kayseri*. Der vordere Schließmuskel liegt bei jener weiter zurück, dem Wirbel genähert, die Einziehung des Unterrandes ist deutlicher, und der Buckel verläuft näher dem Schloßrande nach hinten, so daß die höchste Erhebung der Schale zwischen Wirbel und Unterrand liegt und nicht, wie bei *Modiomorpha Kayseri*, in der Mitte zwischen Wirbel und Hinterecke.

33. Modiomorpha intermedia Maurer.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 17, Taf. 1, Fig. 13.

Diese von Beushausen aus den Unterkoblenzschichten von Oppershofen beschriebene Form liegt in einem Exemplar vor.

34. Nucula Krachtae A. Roem.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 47, Taf. 4, Fig. 20.
1909. *Nucula* cf. *Krachtae* Clarke, Mem. New York State Mus. 9, II, S. 111, Taf. 28, Fig. 17 und 18.

Die durch den symmetrisch begrenzten, gerade aufstrebenden Wirbel kenntliche Art liegt in zwei Exemplaren vor.

Clarke ist geneigt, eine kleine *Nucula* vom Presque Isle stream mit der Roemerschen Art zu vereinigen.

35. Nucula confluentina Beush.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 49, Taf. 4, Fig. 8.
1903. K. Walther, N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. 17, S. 38, Taf. 1, Fig. 5 und 5a.

Zwei zweiklappige Steinkerne sowie ein vorzüglich erhaltener Steinkern der linken Schale zeigen den Umriß von *Nucula confluentina*. Vorderer und hinterer Muskeleindruck, verbunden durch die buchtlose Mantellinie, deutlich erhalten. Der vordere groß, wenig tief eingesenkt, der hintere kleiner, auf einer Abplattung des Schloßrandes gelegen.

Nach Beushausen findet sich die Form im oberen Unterdevon; auch Walther führt sie nur aus den Oberkoblenzschichten an.

Herrmann (dieses Jahrbuch für 1912, I, S. 373, Taf. 23, Fig. 3) hat kürzlich eine nahverwandte Form aus dem Hercyn Marburgs bekannt gemacht.

36. Nucula sp.

Außer den vorgenannten fanden sich noch einige Exemplare, die eine spezifische Bestimmung nicht zulassen.

37. Nuculana securiformis Gf. sp.

1895. *Nuculana securiformis* Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 59, Textfig. 6, Taf. 4, Fig. 26—28.

1902. *Nuculana securiformis* Maurer, Neuweilnau, S. 41, Taf. 4, Fig. 7.
1909. *Nuculana (Ditichia) securis* Clarke, Mem. New York State Mus. 9, II, S. 37, Taf. 7, Fig. 5 und 9.

Ein zweiklappiger Steinkern dieser in den ganzen Koblenzschichten verbreiteten Art, die neuerdings auch aus dem Taunusquarzit aufgeführt wird, liegt vor.

Clarke bildet a. a. O. Taf. 7, Fig. 4, 7 und 8 Formen ab, die vor dem Wirbel eine Schwiele aufweisen und begründet damit seine Zuweisung der Formen zu *Ditichia* Sdbg., weist jedoch auf ihre nahe Verwandtschaft zu *Nuculana securiformis* hin.

Clarkes Figuren 5 und 9 sind wohl unbedenklich mit unseren Formen zu vereinigen, da sie der Schwielen ermangeln und in Form und Umriß vollständig mit der Goldfussschen Art übereinstimmen.

38. Ctenodonta Oehlerti Beushausen
= Ctenodonta Beushauseni W. Kegel nov. nom.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 82, Taf. 7, Fig. 1 und 2.

In einem Exemplar liegt diese neuerdings von W. Kegel umbenannte Form vor.

Vorkommen: Taunusquarzit, Siegener und Unterkoblenzschichten.

39. Ctenodonta candida Kegel.

In seiner demnächst erscheinenden Arbeit über den Taunusquarzitzug von Katzenelnbogen beschreibt W. Kegel eine durch den geraden Verlauf des vorderen Teiles des Unterrandes, den überragenden Wirbel und eine flache, vor dem Wirbel gelegene Muskelschwiele ausgezeichnete *Ctenodonta* aus dem Taunusquarzit der Weißler Höhe.

Ein Exemplar der Michelbacher Schichten stimmt gut mit den vorliegenden Stücken aus dem Taunusquarzit überein. Sie unterscheiden sich nur durch etwas stärkere Wölbung und geringe Verflachung des Randes. Nächstverwandt mit dieser ist *Ctenodonta primaeva* Stein. aus den Oberen Koblenzschichten von Daleiden und »Koblenz«.

40. Ctenodonta Maureri Beush.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 85, Taf. 7, Fig. 11—29.

Diese überaus variable Form liegt in zahlreichen Exemplaren vor. Die häufigste Abart ist die var. *dunensis* (a. a. O. Fig. 19, 25—27), die sich durch sechs bis acht kräftige wulstartige Rippen auszeichnet, die am Vorderrande des eingezogenen hinteren Schalenteils verschwinden.

Deutlicher als es die Beushausenschen Abbildungen zeigen, ist in der Regel die Schwiele hinter dem vorderen Muskeleindruck ausgebildet. Sehr auffallend ist, daß bei einzelnen Stücken in der Mitte zwischen dem vorderen Muskeleindruck und der Wirbelspitze eine weitere Verdickung der Schale auftritt, die sich auf dem Steinkern als eine der Muskelstütze parallele zweite Furche kundtut, und daß entsprechend dieser Schwiele sich in gleicher Entfernung von der Wirbelspitze nach hinten zu eine ebensolche Schwiele findet. Bei einem Exemplar zeigt sich zwischen der Vordermuskelschwiele und der nahe dem Wirbel gelegenen sogar noch eine dritte Verdickung der Schale.

Vorderer Schließmuskeleindruck eiförmig, hinterer kreisrund, wenig tief eingelassen.

Ctenodonta Maureri findet sich in den Unterkoblenzschichten.

Außer den angeführten Formen finden sich noch mehrere andere, die infolge ihrer starken Verdrückung oder mangels des Schalenabdrucks eine spezifische Bestimmung nicht zulassen.

41. Cucullella truncata Steininger sp.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 101, Taf. 5, Fig. 4—7.

Diese im ganzen Unterdevon verbreitete Art fand sich in mehreren typischen Exemplaren. An einem Abdruck ist die aus feinen regelmäßigen Anwachsstreifen bestehende zierliche Skulptur erhalten.

42. Cucullella elliptica Maurer.

Taf. 16, Fig. 22—24.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 104, Taf. 5, Fig. 9—15.
1909. *Ditichia* cf. *elliptica* Clarke, Mem. N. Y. State Mus. 9, II, S. 78, Taf. 16, Fig. 7 und 8.

Cucullella elliptica findet sich in den Unterkoblenzschichten des Bernbachtales in zahlreichen Stücken. Der eingehenden Beschreibung Beushausens ist nur wenig hinzuzufügen. Dank der ausgezeichneten Erhaltung sind die Muskeleindrücke gut zu beobachten. Der vordere rundliche, ganz flache liegt zwischen Leiste und Vorderrand, vor ihm der kleine, etwas tiefer eingelassene Fußmuskeleindruck. Der hintere Adductor liegt hinter dem Hinterende des Schlosses, ist ebenfalls flach, aber von länglich eiförmiger Gestalt; nach vorne ist er durch eine im Alter breit und flach werdende Schwiele gestützt. Über ihm liegt der kleine Fußmuskeleindruck. Außer diesen Eindrücken sind noch drei in der Nähe des Wirbels gelegene akzessorische Muskeleindrücke zu beobachten, wie sie Hall bei *Nuculites oblongata* Conrad (Palaeontology of New York V, 2, S. 324, Taf. 47, Fig. 7, 9 und 11) abbildet, auf deren nahe Verwandtschaft zu *Cucullella elliptica* schon Beushausen hingewiesen hat.

Ein zweiklappiger Steinkern unterscheidet sich von der bei Hall (a. a. O. Taf. 47, Fig. 12) gegebenen Abbildung nur dadurch, daß unsere Form sich nach hinten zu schneller verflacht.

Clarke stellt die a. a. O. abgebildeten Formen zu *Ditichia,* Beushausen hatte jedoch schon 1892 (dieses Jahrbuch, S. 95) dargetan, daß das von Sandberger aufgestellte Genus *Ditichia* nicht aufrecht zu halten ist, da die scheinbare zweite hintere »Leiste« in der Tat keine innere Leiste, sondern nur eine zur Stütze des Adductors dienende Schwiele ist.

Vorkommen: Von der Siegener Grauwacke bis zu den Oberkoblenzschichten.

43. Cucullella solenoides Goldf. sp. **var. cultrata** Beush.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 106, Taf. 5, Fig. 18 und 19.
1909. Gürich, Leitfossilien, 2, S. 114, Taf. 36, Fig. 3.

Zwei Exemplare stimmen im Umriß und Schloßbau vollständig mit dieser Art überein. Länge 10 bezw. 22 mm. Die Skulptur besteht, wie schon Beushausen vermutete, aus sehr feinen Anwachsstreifen.

44. Ledopsis taunica Beushausen.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 109, Taf. 8, Fig. 18—21.
1902. Maurer, Neuweilnau, S. 51, Taf. 5, Fig. 7 und 8.

Drei Exemplare dieser von Beushausen zuerst aus dem Taunusquarzit bekannt gemachten Form liegen vor.

Außer der für *Ledopsis*-Steinkerne so charakteristischen, einer inneren Leiste entsprechenden, kurzen, unter dem Wirbel gelegenen Furche beobachtet man bei dem einen Exemplar Zähne, die an den Stücken, die Beushausen vorgelegen haben, nicht erhalten waren.

Es war eine unter dem Wirbel (?) beginnende Reihe von etwa 10 Zähnen vorhanden, wie dies auch Maurer bei Stücken von Neuweilnau beobachtet hat.

Skulptur: fast glatt, nur schwach angedeutete Anwachslinien erhalten.

45. Myophoria circularis Beushausen.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 118, Taf. 10, Fig. 12—14.

Diese in den ganzen Koblenzschichten verbreitete Form liegt in zwei Exemplaren vor.

46. Myophoria ovalis Keferstein sp.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 119, Taf. 10, Fig. 15 und 16.

Ein Exemplar stimmt gut mit der aus dem Harz und den Unteren Koblenzschichten von Oberstadtfeld, sowie aus dem Koblenzquarzit beschriebenen Form überein.

47. Myophoria sp. aff. inflatae A. Roem. sp.

Taf. 16, Fig. 25.

Eine kleine, verhältnismäßig hochgewölbte Form steht der Roemerschen Art recht nahe. Nur der Steinkern der rechten Klappe liegt vor. Schale ungleichseitig, schief eiförmig, kräftig gewölbt, mit kleinem, vor der Mitte gelegenem Wirbel. Schloßrand stumpfwinklig geknickt, Vorderrand wohl gerundet in den flachbogigen Unterrand übergehend. Hinterrand mit diesem in spitzem Winkel in der Hinterecke zusammenstoßend. Vom Wirbel zur Hinterecke verläuft eine deutliche stumpfe Kante, hinter der die Schale steil abfällt. Höhe 12, Länge 15 mm.

Das Schloß ist ein typisches Myophorienschloß.

Vorderer Muskeleindruck eiförmig, ziemlich tief eingesenkt, zwischen ihm und den Zähnen der kleine Fußmuskeleindruck. Hinterer Muskeleindruck weniger tief, eiförmig, darüber der kleine Fußmuskeleindruck.

Mantellinie nicht zu beobachten.

Von *Myophoria inflata* unterscheidet sich die vorliegende Form im wesentlichen durch ihre gedrungenere, höher gewölbte Gestalt.

Beushausen bildet a. a. O. Taf. 9, Fig. 8—10 als *Myophoria* cf. *inflata* eine Form aus den Unteren Koblenzschichten von Singhofen ab, die sich nur wenig von der typischen *Myophoria inflata* unterscheidet. Die Unterschiede liegen nach Beushausen im etwas schwächeren Schloßbau und dem etwas eckigeren Hinterrande der Singhofener Form. Auch von dieser gleichalterigen Form unterscheidet sich die besprochene durch stärkere Wölbung und etwas gedrungenere und kürzere Gestalt.

48. Myophoria Roemeri Beushausen.

Taf. 16, Fig. 26.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 124, Taf. 9, Fig. 1—5.
1903. K. Walther, N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. 17, S 41, Taf. 1, Fig. 9.

Drei wohlerhaltene Steinkerne dieser Art liegen vor. Vorkommen: Koblenzquarzit und eine sehr nahe verwandte Form in den Unterkoblenzschichten bei Singhofen.

49. Cypricardella bicostula Krantz sp.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 137, Taf. 11, Fig. 5—9.

Diese bisher nur aus dem Taunusquarzit bezw. der Siegener Grauwacke bekannte Art, die sich von der ihr nächstverwandten *Cypricardella elongata* Beushausen durch den Mangel eines hinteren leistenförmigen Zahnes in der linken Klappe auszeichnet, fand sich in einem Exemplar in unseren Schichten.

Der Steinkern der rechten Klappe, der mit seinem Abdruck allein vorliegt, zeigt deutlich die bei Beushausen aufgeführten Merkmale.

50. Cypricardella elongata Beushausen.

Taf. 17, Fig. 1 und 2.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 138, Taf. 11, Fig. 10—14.

Zwei doppelklappige Steinkerne und der Abdruck des einen erlauben eine sichere Gleichstellung mit der Beushausenschen Art. Schalen gleichklappig, ungleichseitig mit kleinem, nach vorn gerücktem Wirbel. Der Schloßrand erscheint mehr gebogen, als dies aus den Beushausenschen Abbildungen hervorgeht.

Skulptur aus regelmäßigen Anwachsstreifen bestehend, die zuweilen von kräftigeren konzentrischen Rippen unterbrochen werden.

Innerer Bau genau mit der von Beushausen gegebenen Beschreibung übereinstimmend.

Ähnlich dieser, wie der vorher besprochenen Art ist *Cypricardella parmula* Clarke (a. a. O. II, S. 77, Taf. 16, Fig. 9—11) aus dem Oriskany-Sandstein von Moosehead lake.

51. Cypricardella subovata Beushausen.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 145, Taf. 12, Fig. 16 und 17.

Diese in beiden Klappen mit zwei Schloßzähnen bewehrte Form der Unteren Koblenzschichten fand sich in einigen guten Exemplaren.

52. Carydium gregarium Beushausen.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 156, Taf. 14, Fig. 1—6.
1902. Maurer, Neuweilnau, S. 58, Taf. 5, Fig. 22 und 23.
1909. Clarke, New York State Mus. Mem. 9, II, S. 33, Taf. 5, Fig. 6—12; Taf. 33, Fig. 11—14.

Zweiklappige Exemplare zeigen neben einer kräftigen Wölbung eine schwache Ungleichklappigkeit, indem die rechte Valve über die linke etwas hinüberragt. Während die Skulptur bei unseren Exemplaren übereinstimmend mit Beushausens Beobachtung aus zonenförmig angeordneten feinen Anwachsstreifen besteht, haben die von Clarke beschriebenen amerikanischen Stücke eine glatte Oberfläche ohne Anwachsstreifung.

53. Carydium sociale Beushausen.

1895. Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 157, Taf. 14, Fig. 7—12.
1902. Maurer, Neuweilnau, S. 58, Taf. 5, Fig. 24 und 25.
1909. H. Schmidt, Beiträge zur Kenntnis des Elberfelder Devons, Jahresber. Naturw. Ver. Elberfeld, S. 54, Taf. 3, Fig. 14.

Eine linke Klappe zeigt deutlich den spitzen Winkel, den die beiden Zahngruben miteinander bilden, wodurch sich diese Form von *Carydium gregarium* Beush. unterscheidet.

54. Carydium sociale Beush. var. carinata Maurer.

1902. Maurer, Quarzit von Neuweilnau, Bericht Senckenberg. Naturf. Ges. Frankfurt a. Main, S. 59, Taf. 5, Fig. 26 und 27.

Der Abdruck einer Schale dieser gekielten Form gehört hierher. Der Kiel ist mäßig gerundet. Der hintere Teil der Schale fällt steil ab. Der eingerollte Wirbel ist weit vorne gelegen, der Vorderrand unter dem Wirbel deutlich eingesenkt. Skulptur ist nicht zu beobachten, die Schale erscheint vielmehr glatt.

Von W. E. Schmidt wird *Carydium carinatum* auch aus den Siegener Schichten angegeben.

55. Carydium inflatum n. sp.

Taf. 17, Fig. 3—5.

Zwei Steinkerne der rechten Klappe und der Abdruck der Wirbelpartie der einen liegen vor.

Schalen ungleichseitig, rundlich eiförmig, stark gebläht, so daß die Steinkerne sich hoch aus der Ebene erheben. Wirbel kräftig eingerollt, etwa in der Mitte der Schale gelegen. Skulptur wie bei *Carydium gregarium* aus feinen, regelmäßig angeordneten Anwachsstreifen bestehend. Die rundlichen Muskeleindrücke sind an den Enden des Schloßrandes gelegen, wenig eingesenkt, der davor gelegene kleine Fußmuskeleindruck deutlich erhalten.

Von dem Schloßbau ist leider nur die hintere Hälfte erhalten, während die unter dem Wirbel liegende Partie abgebrochen ist. Es ist somit nicht festzustellen, ob unsere Form größere Verwandtschaft zu *Carydium gregarium* oder zu *Carydium sociale* besitzt.

Auf dem Steinkern der rechten Klappe erscheint die Zahngrube, in die der hintere Zahn der linken Schale hineinpaßt, als kräftige, dem Schloßrande parallele Leiste, die deutlich senkrecht gekerbt ist. Die von Beushausen bei *Carydium gregarium* auf dem hinteren Schloßzahn beobachteten schwachen Längsfurchen sind auch bei unseren Formen erkennbar.

Von den beiden von Beushausen beschriebenen *Carydium gregarium* und *sociale* (Lamellibranchiaten, 1895, S. 156 und 157, Taf. 14, Fig. 1—6 und 7—12) sowie von *Carydium callidens* Spriestersbach (Fauna der Remscheider Schichten, 1909, S. 33, Taf. 4, Fig. 8—12) unterscheidet sich *Carydium inflatum* leicht durch seine geblähte Gestalt. *Carydium carinatum* Maurer (Quarzit von Neuweilnau, 1902, S. 59, Taf. 5, Fig. 26 und 27) besitzt im Gegensatz zu unserer Form einen Kiel.

Carydium elongatum CLARKE (N. Y. State Mus. Mem. 9, II, S. 33, Taf. 5, Fig. 13—17, 1909) ist bedeutend länger und weniger gebläht als *Carydium inflatum.*

56. Goniophora rhenana BEUSHAUSEN.

1895. BEUSHAUSEN, Lamellibranchiaten, S. 201, Taf. 17, Fig. 10 und 11.

Steinkern und Schalenabdruck der linken Klappe stimmen gut mit der von BEUSHAUSEN gegebenen Charakteristik überein.

Vor dem von dem Wirbel zur Hinterecke verlaufenden Kiel zieht eine auf dem Steinkern als Furche auftretende deutliche Schwiele im Schaleninnern, die den gleichen Winkel mit dem Kiel einschließt wie dieser mit dem Schloßrande. Die Furche auf dem Steinkern ist bis zur Mitte der Schale sehr deutlich und verflacht sich von hier aus zum Unterrande.

Das Schloß besteht aus einem dreieckigen Schloßzahn in der linken Klappe. Die das Innere der Schale vom Schloßrande trennende Leiste ist auf dem Steinkern als deutliche Furche sichtbar.

Vorderer Schließ- und Fußmuskeleindruck entsprechend BEUSHAUSENs Angaben. Hinterer Eindruck und Mantellinie nicht zu beobachten.

Vorkommen: Untere Koblenzschichten.

57. Goniophora Schwerdi BEUSHAUSEN.

1895. BEUSHAUSEN, Lamellibranchiaten, S. 206, Taf. 17, Fig. 22—30.

1896. Derselbe, Hauptquarzit des Acker-Bruchbergs, dieses Jahrbuch, S. 288, Taf. 5, Fig. 3—5.

In den Michelbacher Schichten des Bernbachtales nicht selten.

Die einfache Mantellinie verläuft vom vorderen Schließmuskel parallel dem Unterrande, wird jedoch jenseits des vom Wirbel zur Hinterecke verlaufenden Kiels undeutlich.

Hinterer Fußmuskeleindruck flach, klein, nahe am Schloßrande, etwa in der Mitte des steilen, etwas konkaven hinteren Schalenfeldes gelegen.

Auffallend ist ein besonders großer Abdruck, der einem Tiere von 41 mm Länge und 16 mm Höhe angehört hat.

58. Goniophora n. sp.

Taf. 17, Fig. 6 und 7.

Der Steinkern einer rechten Schale gehört einer neuen *Goniophora*-Art an. Gestalt trapezförmig, querverlängert, mäßig gewölbt. Der kleine, nach vorn eingekrümmte Wirbel ragt nicht vor und ist weit nach vorn gerückt. Schloßrand lang, geradlinig. Vorderrand ziemlich steil abfallend, etwas vorspringend. Unterrand wenig gebogen, mit dem ebenfalls fast geraden, ziemlich kurzen Hinterrand in spitzem Winkel zusammenstoßend. Vom Wirbel zur wenig ausgezogenen Hinterecke verläuft ein scharfer Kiel.

Die Skulptur besteht auf dem allein vorliegenden Steinkern aus wenig zahlreichen groben konzentrischen Streifen, denen feinere zwischengeschaltet sind.

Das Schloß ist nicht zu beobachten.

Ich beschränke mich darauf, die Form abzubilden, ohne den vereinzelten Fund mit einem Namen zu belegen.

59. Conocardium sp.

Ein nur etwa 1 cm langer Steinkern eines *Conocardium* läßt eine nähere Bestimmung nicht zu.

Brachiopoda.

60. Spirifer fallax Giebel = Spirifer Decheni Kayser.

1910. Assmann, Erbslochgrauwacke, dieses Jahrbuch für 1910, I, S. 138, Taf. 6, Fig. 5—12.

Es liegen die Steinkerne je einer Ventral- und Dorsalschale, sowie die Abdrücke zweier Dorsalklappen vor. In der größeren der Schalen ist im Sinus eine schwache Rippe deutlich ausgebildet.

61. Spirifer Hercyniae Giebel.

1909. Maillieux, Les spirifères du dévonien de Belgique. Mém. soc. belge de géol. etc. 23, S. 351, Fig. 19 und 20.
1910. Assmann, a. a. O., S. 142, Taf. 7, Fig. 1—5.

In einer neueren Arbeit (a. a. O.) trennt E. Maillieux *Spirifer Hercyniae* als Varietät von *Spirifer paradoxus*, nachdem Béclard (Les spirifères du coblenzien belge. Mém. soc. belge de géol. etc. 9, S. 199, 1895) die Form ganz mit *Spirifer paradoxus* vereinigt hatte. In einer Tabelle stellt Maillieux (a. a. O., S. 354) die Unterschiede zwischen *Spirifer paradoxus* typus und »var.« *Hercyniae* zusammen. Diese Unterschiede und die Tatsache, daß die beiden Formen niemals zusammen in einem Horizonte vorkommen, sondern *Spirifer Hercyniae* sich nur in den Unter-, *Spirifer paradoxus* nur in den Oberkoblenzschichten findet, halte ich zur Aufrechterhaltung der selbständigen Spezies für ausreichend.

Es fanden sich drei Dorsal- und eine Ventralschale.

62. Spirifer arduennensis Schnur.

1909. Maillieux, a. a. O., S. 355, Fig. 21—23a.
1910. Assmann, a. a. O., S. 143.

Spirifer arduennensis ist der bei weitem häufigste *Spirifer*, ja das häufigste Fossil in den Michelbacher Schichten des oberen Bernbachtales.

J. M. Clarke bildet in seiner häufig zitierten Early devonic history of New York, Teil II, S. 85, Taf. 20, Fig. 8 bis 14 eine Anzahl von Dorsal- und Ventralschalen ab, die sich nach ihm von dem deutschen *Spirifer arduennensis* nur durch die »gefranste« Oberfläche unterscheiden.

Nahe verwandt ist *Spirifer arduennensis* auch mit *Spirifer cymindis* Clarke (a. a. O., S. 117, Taf. 30, Fig. 6—8, 10—11), von dem er sich jedoch, wenn auch nur wenig, durch kürzeren Umriß, sehr regelmäßig konvexe Ventralschale, sowie durch breitgerundete Rippen unterscheidet.

63. Spirifer carinatus Schnur.

1909. Maillieux, a. a. O., S. 333, Fig. 8.
1910. Assmann, a. a. O., S. 146, Taf. 6, Fig. 8 und 8a.

Sowohl der Typus der Form, wie die von Scupin abgetrennte Mutation *crassicosta* (Assmanns eng- und weitberippte Formen) fanden sich in unseren Schichten, besonders die letzte nicht selten.

Ist die Mutation als Vorgängerin des typischen *Spirifer carinatus* auf die Unterkoblenzschichten beschränkt, so hat der Typus zwar seine Hauptverbreitung in den Oberkoblenzschichten, fand sich jedoch auch schon in den Unterkoblenzschichten von Zenscheid und Oberstadtfeld.

64. Spirifer subcuspidatus Schnur.

1900. *Spirifer subcuspidatus* Scupin, Spiriferen Deutschlands, Pal. Abh. 8, 3, S. 17, Taf. 1, Fig. 12—15.
1909. *Spirifer subcuspidatus* Schnur typus Fuchs, Remscheider Schichten, Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 58, S. 60, Taf. 9, Fig. 11—13.

Sowohl der Typus der Form als auch die von Scupin abgetrennten Varietäten *humilis* und *tenuicosta* finden sich in den Michelbacher Schichten.

Der gut erhaltene, nur 11 mm lange linke Flügel einer Dorsalschale zeigt 20 sehr regelmäßige Rippen, während Scupin als Höchstzahl 18 angibt.

Fuchs trennt (a. a. O.) von der Gruppe des *Spirifer subcuspidatus* Schnur die des *Spirifer alatus* Kayser, indem er die von Kayser als Varietät zu *Spirifer subcuspidatus* gestellte Form zu einer selbständigen Spezies macht. Der Name *Spirifer alatus* ist bereits von Schlotheim für eine früher *Spirifer speciosus* genannte Zechsteinform vergeben (vergl. Frech in v. Richthofen, China, V, S. 19, Anm. 1). Im übrigen gab Drevermann (Paläozoische Notizen, Bericht der Senckenb. Naturf. Ges. in Frankfurt a. Main 1907, S. 126), indem auch er die spezifische Selbständigkeit der Kayserschen Varietät vertritt, der Form den Namen *Spirifer alatiformis*. Zu dessen Gunsten ist der Name *Spirifer alatus* Kayser (bei Fuchs) für die devonische Form einzuziehen[1]).

[1]) Der von W. E. Schmidt (dieses Jahrbuch für 1912, II, S. 316) eingeführte Namen *Spirifer Fuchsi* ist aus dem gleichen Grunde einzuziehen.

65. Spirifer subcuspidatus var. depressa A. Fuchs.

1902. *Spirifer* n. sp. Drevermann, Oberstadtfeld, S. 96, Taf. 12, Fig. 6.
1909. *Spirifer subcuspidatus* var. *depressa* Fuchs, Remscheider Schichten, S. 63, Taf. 9, Fig. 15.

Es liegt nur der unvollständige Abdruck einer Dorsalschale vor. Die Zahl der Rippen beträgt beiderseits vom Sattel mindestens 17. Dieser ist flach, seine Breite entspricht den nächsten drei Rippen. Die Anwachsstreifen verhalten sich so, wie die bei Drevermann a. a. O. gegebenen Abbildungen sie zeigen.

Ich stelle das Bruchstück mit Vorbehalt hierher.

66. Spirifer sp.
cf. Spirifer subcuspidatus var. tenuicosta Scupin.

Taf. 17, Fig. 8.

Der stark verdrückte Steinkern einer Spiriferenventralklappe liegt vor, der im wesentlichen mit der Scupinschen Varietät übereinstimmt. Er unterscheidet sich von ihr durch den im Verhältnis sehr k l e i n e n Muskelzapfen und die kurzen Zahnleisten, die nur etwa ein Fünftel der Schalenlänge erreichen. Die Form ist ziemlich groß, sie mißt in der Breite nach Ergänzung der rechten Hälfte etwa 5,4 cm.

67. Spirifer Bischofi A. Roem.

Taf. 17, Fig. 9—16.

1857. *Spirifer socialis* Krantz (ex parte), Verhandl. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. 14, S. 151, Taf. 8, Fig. 3b (non a, c, d).
1858. » *Bischofi* A. Roem. bei Giebel, Silurfauna des Unterharzes, S. 29, Taf. 4, Fig. 3.
1878. » *Bischofi* E. Kayser, Fauna der ältesten Devonablagerungen des Harzes, Abh. zur Geol. Spezialk. von Preuß. Bd. 2, H. 4, S. 172, Taf. 24, Fig. 4—9; Taf. 25, Fig. 23—24.
1878. » *daleidensis* E. Kayser (ex parte), ebenda, Taf. 35, Fig. 5 und ?6.
1887. » *daleidensis* Béclard (ex parte), Les fossiles coblenziens de St.-Michel. Bull. soc. belge de géol. etc. I, S. 77, Taf. 3, Fig. 12.
1889. » *Trigeri* Barrois, Faune d'Erbray, Mém. soc. géol. du Nord, 3, S. 136, Taf. 9, Fig. 3 und 3a.
1889. » *daleidensis* E. Kayser (ex parte), Hauptquarzit, Abh. zur Geol. Spezialk. v. Preußen, N. F., Heft 1, S. 27, Taf. 1, Fig. 5 und 6; S. 85, Taf. 10, Fig. 11.

1895. *Spirifer primaevus* Béclard (ex parte), Les spirifères du coblenzien belge. Mém. soc. belge de géol. etc. 9, S. 137, Taf. 11, Fig. 12.
1895. » *daleidensis* Béclard, ebenda, S. 219, Taf. 12, Fig. 5.
1900. » *Bischofi* Scupin, Spiriferen Deutschlands, Pal. Abh. Bd. 8, Heft 3, S. 73, Taf. 7, Fig. 1—3.
1904. » *Bischofi* Drevermann, Die Fauna der Siegener Schichten von Seifen, Palaeontogr. 50, S. 252, Taf. 29, Fig. 15—17.
1906. » *Bischofi* Scupin, Devon der Ostalpen, Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. S. 292, Taf. 17, Fig. 7 und 8.
1909. » *Bischofi* Maillieux, Les spirifères du dévonien de Belgique, Mém. soc. belge de géol. etc. 23, S. 336, Fig. 28.
1910. » *Bischofi* Assmann, Die Fauna der Erbslochgrauwacke bei Densberg im Kellerwald, dieses Jahrbuch für 1910, I, S. 144.
1912. » *Bischofi* Herrmann, Das herzynische Unterdevon bei Marburg a. L., ebenda für 1912, I, S. 348, Taf. 20, Fig. 6.

Die Steinkerne und Schalenabdrücke zweier ineinandersitzender Dorsalschalen stimmen mit *Spirifer Bischofi* aus der Erbslochgrauwacke von Densberg im Kellerwald überein.

Gestalt gerundet, quer verlängert, ziemlich stark gewölbt, die höchste Stelle liegt in der Mitte zwischen Wirbel und Vorderrand; von hier dacht sich die Schale gleichmäßig nach den Seiten hin und ebenso nach dem Schloß- und dem Stirnrande zu ab. Die größte Breite liegt unterhalb des Stirnrandes. Länge 3, Breite 4 cm. Der wenig hervortretende gerundete Sattel trägt am Wirbel 3 Rippen, von denen die Mittelrippe besonders kräftig ist, während die beiden benachbarten Rippen schwächer sind; diese gabeln sich durch je eine von außen sich anlegende weitere Rippe, so daß der Sattel am Stirnrande eine kräftige Mittelrippe und rechts und links je zwei schwächere Rippen trägt.

Die Seitenteile sind mit gleichmäßigen gerundeten Rippen bedeckt, die ungegabelt sind. Ihre Zahl ist auf dem Ausguß des Schalenabdrucks beiderseits je 14—15. Der Steinkern schließt sich in der Gestalt eng an die Form der Schale an. Er trägt rechts und links vom Sattel je 9—10 Rippen, die nach den Seiten flacher werden.

Unmittelbar unter diesem beschriebenen Exemplar liegt in der Gesteinsknolle ein zweites, zu derselben Art gehöriges,

dessen Steinkern genau mit dem des ersten übereinstimmt. Ein Unterschied liegt nur in der Berippung der Schale. Hier vermehren sich nämlich nicht nur die Rippen auf dem Sattel, sondern auch diejenigen der Seitenteile dadurch, daß sich bei den dem Sattel zunächst liegenden fünf Rippen in etwa ein Drittel der Höhe der Schale vom Vorderrande entfernt zwischen zwei eine neue Rippe einschiebt. Die Rippen werden gleichzeitig etwas breiter. Diese Vermehrung der Seitenrippen ist nach SCUPIN (Spiriferen Deutschlands, S. 73 Anm. 1) bei *Spirifer Bischofi* äußerst selten. Die Form mit geteilten Seitenrippen bildet nach ihm ein Übergangsglied zu *Spirifer daleidensis* STEININGER.

An beiden Exemplaren sind besonders im Alter eng gestellte Anwachsstreifen deutlich ausgebildet.

Zu *Spirifer Bischofi* stelle ich ferner zwei weitere jüngere Exemplare, die sich voneinander nur wenig unterscheiden. Bei dem einen etwas größeren Stück (Tafel 17, Fig. 13 und 14) ist auf dem Steinkern im breiten, wenig tiefen Sinus nur eine ganz schwache Falte zu beobachten, während diese auf dem Schalenabdruck deutlich hervortritt und sich im letzten Drittel nach dem Vorderrande zu deutlich gabelt. Auf dem zweiten Steinkern gabeln sich die den Sinus flankierenden Rippen schon in der Nähe des Wirbels dadurch, daß sich im Sinus je eine Rippe anlegt. Auf die Unregelmäßigkeit im Auftreten dieser Falten hat schon KAYSER (Hauptquarzit, S. 173) hingewiesen, und die Unbeständigkeit der Zahl der Rippen und ihre Ungleichmäßigkeit wird von diesem Autor geradezu als Artmerkmal angegeben.

Unser auf Tafel 17, Fig. 16 abgebildetes Exemplar stimmt gut zu Tafel 25, Fig. 23 bei KAYSER a. a. O.

Die vorliegenden Formen stimmen ebenso wie die aus der benachbarten Erbslochgrauwacke in allen Punkten mehr mit den von KAYSER aus dem Harz bekannt gemachten überein als mit den von DREVERMANN (Paläontogr. 50, S. 252, Taf. 19, Fig. 15—17) aus den Siegener Schichten beschriebenen. Die

Unterschiede zwischen den beiden Typen sind jedoch so gering, daß sich höchstens die Abtrennung der einen Form von der anderen als Varietät rechtfertigen ließe.

Aus der zu Beginn gegebenen Synonymen-Liste geht meine Auffassung über die zu *Spirifer Bischofi* gehörigen Formen hervor. Im einzelnen vermag ich Drevermann nicht zuzustimmen, wenn er die von Béclard (Spirifères du cobl. belge, Taf. 15, Fig. 1—5) als *Spirifer Trigeri* de Vern. abgebildeten Formen mit *Spirifer Bischofi* vereinigt, sie sind vielmehr bei *Spirifer Trigeri* zu belassen, während Fig. 6 in der Tat auch von dieser Form abzutrennen ist.

Die von Barrois aus dem Kalk von Erbray (a. a. O., Taf. 9, Fig. 3a und 3b) abgebildeten, zu *Spirifer Trigeri* gestellten Formen gehören nicht dorthin, sondern sind mit der vorliegenden Spezies zu vereinigen. Unser Taf. 17, Fig. 9 abgebildetes Stück stimmt ausgezeichnet zu der von Barrois gegebenen Fig. 3a. Barrois selbst erkannte die Unterschiede seiner Erbray-Stücke von dem typischen *Spirifer Trigeri* und unterschied zwei Varietäten je nach der Anzahl der Sattelrippen.

68. Spirifer daleidensis Steininger.

Taf. 17, Fig. 17 und 18.

1841. *Spirifer aperturatus* Phillips, Palaeozoic fossils, S. 77, Taf. 30, Fig. 133.
1853. » *daleidensis* Steininger, Geognost. Beschreibung der Eifel, S. 71.
1853. » *canaliferus* Schnur (ex parte), Brachiopoden der Eifel, Palaeontogr. 3, S. 206, Taf. 35, Fig. 5e (non 5a—d).
1854. » *dichotomus* Wirtgen und Zeiler, Verhandl. naturh. Ver. preuß. Rheinld. 11, S. 478.
1878. » *daleidensis* E. Kayser (ex parte), Fauna der ältest. Devonablagerungen des Harzes. Abh. zur Geol. Spezialkarte v. Preußen II, 4, S. 174, Taf. 35, Fig. 4 und 6 (non 5 und 7).
1879 ? » *Jouberti* Oehlert u. Davoust, Dévonien de la Sarthe. Bull. soc. géol. France (3) 7, S. 709, Taf. 14, Fig. 5 und 5a.
1887. » *daleidensis* Béclard (ex parte), Les fossiles coblenziens de St.-Michel. Bull. soc. belg. de géol. etc. 1, S. 77, Taf. 3, Fig. 8—10 (non 11 und 12).
1889. » *daleidensis* Kayser (ex parte), Hauptquarzit, Abh. zur Geol. Spezialkarte von Preußen, N. F., Heft 1, S. 27, Taf. 16, Fig. 10 (non Taf. 1, Fig. 5 und 6; nec Taf. 10, Fig. 11).

1889 ?*Spirifer Jouberti* Barrois, Faune du calcaire d' Erbray. Mém. soc. géol. du Nord, 3, S. 142, Taf. 9, Fig. 8.
1895. » *daleidensis* Béclard (ex parte), Les spirifères du coblenzien belge. Mém. soc. belge de géol. etc. 9, S. 219, Taf. 12, Fig. 1—3 (non Fig. 4—7).
1895. » *daleidensis* Kayser, Sur une faune du sommet de la série rhénane à Pepinster, Goé et Tilff. Mém. soc. géol. de Belgique, 22, S. 204, Taf. 3, Fig. 13 und 14.
1900 ? » *daleidensis* Scupin, Spiriferen Deutschlands, Pal. Abh. Bd. 8, H. 3, S. 75, Taf. 5, Fig. 10.
1901. *Spirifera daleidensis* Whidborne, Devonian fossils Devonshire, Geol. Magaz. S. 531, Taf. 17, Fig. 6.
1903. *Spirifer daleidensis* K. Walther, Das Unterdevon zwischen Marburg a. L. und Herborn (Nassau). N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. 17, S. 53.
1904. » *daleidensis* Drevermann, Die Fauna der Siegener Schichten von Seifen, Palaeontogr. 50, S. 251, Anm. 1.
1909. » *daleidensis* Maillieux, Les spirifères du dévonien de Belgique. Mém. soc. belge de géol. etc. 23, S. 363, Fig. 26 und 27.
1910. » n. sp. aff. *daleidensis* Assmann, Fauna der Erbslochgrauwacke, dieses Jahrbuch, I, S. 144, Taf. 8, Fig. 5.
1911. » *Jouberti* Frech: v. Richthofen, China V, S. 20, Taf. 5, Fig. 7.

Zwei Steinkerne der Ventralschale und einer der Doralklappe, sowie der Schalenabdruck der ersten liegen vor.

Steinkern der Ventralschale: Umriß querelliptisch, Muskelzapfen kräftig entwickelt, über die Umgebung nicht überragend, flankiert von zwei kräftigen geraden Zahnleisten, von etwa ein Drittel der Schalenlänge. In der Mitte des Muskelzapfens liegt der Eindruck einer nicht sehr tiefen Medianleiste, die etwas länger ist als die Zahnleisten. Im breiten flachen Sinus einige undeutliche, auf den Seitenteilen jederseits etwa 6 ungeteilte flache Rippen.

Steinkern der Dorsalschale: Wölbung gleichmäßig von der Mitte des Sattels nach den beiden Seiten wie nach dem Schloß- und dem Vorderrande. Auf dem breiten niedrigen Sattel 3 gleichstarke Rippen, auf den Seitenteilen 9 bis 10 kräftige Rippen, von denen sich die ersten drei durch Gabelung teilen.

Ausguß des Schalenabdrucks: Schale ziemlich stark gewölbt. Der ganz flache, wenig tiefe Sinus ist von erheblicher Breite. In ihm tritt in undeutlicher Weise

eine Anzahl Rippen auf, die sich nach dem Vorderrande zu gabeln, so daß man hier etwa 7 innerhalb des Sinus zählt. Die dem Sinus benachbarten Rippen auf den Seitenteilen gabeln sich in gleicher unregelmäßiger Weise. Erst weiter nach den Seiten zu treten regelmäßige Rippen auf, die einen abgerundet rechteckigen Querschnitt haben. Durch diese breiten abgerundeten Rippen unterscheidet sich die in Rede stehende Form von den zum Vergleich herangezogenen, aus den Oberkoblenzschichten von Prüm stammenden Exemplaren von *Spirifer daleidensis,* die sich durch feiner ausgebildete Rippen auszeichnen. Mit Scupin (a. a. O., S. 75) möchte ich diese Schwankungen in der Berippung für unwesentlich halten und daher auch *Spirifer Jouberti* Oehlert et Dav., den neuerdings Frech auch aus dem unteren Mitteldevon von Ban-Khao in Tonking (China) a. a. O. abbildet, mit unserer Form vereinigen.

In der obigen Synonymenliste sind alle die Formen zusammengestellt, die ich zu der Steiningerschen Art rechne. Die von Whidborne (a. a. O., Taf. 17, Fig. 6) abgebildete *Spirifera daleidensis* ist offenbar nicht vollständig erhalten. Das Bruchstück stimmt mit einem der Bernbacher Steinkerne vollständig überein. Bei diesem stellt sich die Dichotomie der Rippen erst in der Nähe des Vorderrandes ein, so daß bei vollständiger Erhaltung des Stückes aus Devonshire die Gabelung vermutlich auch hier zu beobachten wäre. Entgegen der Auffassung Drevermanns (Siegener Schichten bei Seifen, S. 251 Anm. 1) muß daher die Whidbornesche Form bei *Spirifer daleidensis* belassen werden.

Mit Herrmann (dieses Jahrbuch für 1912, I, S. 327) stelle ich die von Assmann a. a. O. abgebildete Form aus der Erbslochgrauwacke ebenfalls hierher.

Drevermann möchte das Vorkommen von *Spirifer daleidensis* in älteren als Oberkoblenzschichten für unerwiesen ansehen. Inzwischen sind jedoch aus der Hercyngrauwacke des Erbslochs, wie aus dem Hercynischen Unterdevon bei Marburg a. L. zweifellose Vertreter unserer Art gefunden worden,

zu denen sich nunmehr auch das Vorkommen in den Unterkoblenzschichten rheinischer Facies im Bernbachtal gesellt.

69. Spirifer Trigeri de Vern.

Taf. 18, Fig. 1—8.

1850. *Spirifer Trigeri* de Verneuil, Tableau des fossiles du terrain dévonien du départ. de la Sarthe. Bull. soc. géol. France (2) 7, S. 781.

1866—69. » *Trigeri* de Verneuil, in Tchihatcheff, Asie Mineure, Paléontologie, S. 26 und Appendice, S. 472, Taf. 21, Fig. 1—1b.

1882. » *Trigeri* Barrois, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Mém. soc. géol. du Nord, II, 1, S. 258, Taf. 10, Fig. 6a—d.

1889. » *Trigeri* Oehlert, Bull. soc. géol. France (3) 17, S. 780, Taf. 27, Fig. 2.

1895. » *Trigeri* Béclard, Les spirifères du coblenzien belge. Mém. soc. belg. de géol. etc. 9, S. 226, Taf. 15, Fig. 1—5 (non 6).

1899. » *Trigeri* E. Kayser, Devon vom Bosporus usw., Beitr. Pal. Geol. Oesterr.-Ung. 12, S. 31, Taf. 2, Fig. 1 und 2.

1909. » *Trigeri* Maillieux, Les spirifères du dévonien de Belgique, Mém. soc. belge de géol. etc. 23, S. 368, Fig. 29 und 30.

non! 1889. *Spirifer Trigeri* Barrois, Faune d'Erbray, Mém. soc. géol. du Nord 3, S. 136, Taf. 9, Fig. 3 und 3a.

non! 1894—95. *Spirifer Trigeri* E. Kayser, Sur une faune du sommet de la série rhénane à Pepinster, Goé et Tilff. Mém. soc. géol. de Belgique 22, S. 205, Taf. 3, Fig. 15 und 16.

Steinkern und Abdruck einer einzelnen Ventralklappe, vielleicht auch die Wirbelpartie einer Dorsalklappe gehören hierher. Schale mäßig stark gewölbt, größte Breite etwas unter dem Schloßrande gelegen. Die dreieckige, mäßig gewölbte, von gerundeten Kanten begrenzte Area hat eine breite Basis, an der die Winkel abgestutzt sind; sie ist ziemlich hoch, ihre Höhe verhält sich zur Breite wie 1:5,5. Der Schnabel ist überragend. Der Sinus, soweit erhalten, wenig tief und flach, an Breite der Gruppe der nächsten 7 Rippen entsprechend, mit Rippen bedeckt, die nur wenig schwächer sind als die ihnen sonst vollkommen entsprechenden auf den Seitenteilen. Am Wirbel beginnen zwei Mittelrippen, zu denen sich rechts und links bald zwei weitere gesellen. Soweit der Sinus erhalten ist, beträgt die Zahl der Rippen vier; ob sich zum Vorderrande noch neue einschieben, ist nicht festzustellen, der nach

den Seiten gebogene Verlauf der Seitenrippen macht es jedoch wahrscheinlich, da die Schale sonst von einer ganz gleichmäßigen Berippung ist.

Die stumpfkantig gerundeten Seitenrippen sind einfach und ungegabelt, sie verlaufen in sanftem Bogen von Wirbel und Schloßrand nach dem Vorderrande. Sie sind ziemlich eng gestellt und durch gleiche Zwischenräume von einander getrennt, an Zahl etwa 16 bis 18 jederseits. Die Skulptur besteht aus zahlreichen dichten Anwachsstreifen, die besonders nach dem Vorderrande zu deutlich werden.

Sowohl auf dem Abdruck wie auf dem Steinkern läßt sich die fingereindruckartige Spur einer Verletzung des Tieres erkennen.

Der Steinkern ist auffallenderweise glatt, Rippen sind nur ganz schwach angedeutet. Sein Umriß ist gerundet fünfseitig, mit langer Zunge in der Mitte des Vorderrandes.

Der Muskelzapfen ist kräftig entwickelt, wenig über seine Umgebung überragend und nicht vorspringend, beiderseitig begrenzt durch kräftige gerade Zahnleisten von etwa ein Drittel der Schalenlänge. Die Leisten laufen unter einem Winkel von etwa 25° zum Schloßrande zusammen. Ovarien reichen bis in die Spitzen der Seitenteile des Steinkerns.

Das Exemplar hat eine Breite von etwa 5 cm und eine Länge von etwa 4 cm.

Vielleicht gehört zu der vorliegenden Art die Wirbelpartie einer in Fig. 6—8 zur Darstellung gebrachten Form. Der Wirbel ist wenig vorspringend. Schloßrand gerade. Von ihm und vom Wirbel gehen zahlreiche gerundete Rippen aus, etwa 17 jederseits. Ein Sattel scheint nur sehr undeutlich vorhanden gewesen zu sein.

Der Steinkern zeigt deutlich den Schloßbau und die zur Anheftung des Armgerüstes dienenden Platten. In der Mitte auf dem Sattel liegt der Eindruck eines wenig tiefen Septums. Dieses Septum pflegt, wenn es bei Spiriferen auftritt, etwa bis zum ersten Drittel der Schale zu reichen. Da es bei un-

serem Bruchstück im ganzen 1,5 cm lang ist, läßt sich auf eine Gesamtlänge der Schale von etwa 4,5 cm schließen.

Zum Vergleich liegt mir je ein Stück dieser charakteristischen Form aus dem Unterdevon des türkischen Bosporus und aus der Hercyngrauwacke von der Damm-Mühle bei Marburg a. d. Lahn (Taf. 18, Fig. 4 und 5) vor. Das türkische Stück zeichnet sich vor dem Bernbacher durch eine größere Zahl von Rippen aus, die auch auf dem Steinkern sehr deutlich sind. Man zählt im Sinus 9 und auf den Seitenteilen beiderseits je etwa 22 Rippen.

Übereinstimmend mit dem Bernbacher Stück besitzt das Marburger einen fast glatten Steinkern. Auch sonst zeigt sich, abgesehen von einer niedrigeren Area, bei dem Exemplar von der Damm-Mühle, gute Übereinstimmung zwischen den beiden Funden — den ersten unserer Form aus dem Rheinischen Schiefergebirge. Nur in der Berippung weichen die Stücke von einander ab, indem man auf dem Marburger Stück beiderseitig vom Sattel etwa 26 Rippen zählt. Trotzdem stehe ich nicht an, alle drei Formen zu *Spirifer Trigeri* zu stellen.

Auf die Verwandtschaft unserer Art mit *Spirifer arenosus* CONR. (HALL, Pal. New York III, Taf. 93 und 99) und auf die trennenden Unterschiede hat E. KAYSER (Devon vom Bosporus, S. 31) bereits hingewiesen. Noch größer ist die Ähnlichkeit mit *Spirifer arenosus* CONR. var. *unica* HALL, den HALL (a. a. O., IV, Taf. 30, Fig. 21, 1865) zuerst als *Spirifera unica* abbildet, und den BILLINGS (Palaeozoic fossils II, 1, Taf. 3a, Fig. 3a und b, 1874) als *Spirifer superbus* beschreibt, während HALL und CLARKE (Pal. New York VIII, 2, Taf. 30, Fig. 8) die Form zunächst ganz zu *Spirifer arenosus* ziehen, später aber CLARKE (Early devonic history of New York I, S. 179, Taf. 33, Fig. 11, 1908) die alte HALLsche Art als Varietät wieder von *Spirifer arenosus* abtrennte.

DREVERMANN (Paläontogr. 50, S. 252) kann ich nicht beipflichten, wenn er mit SCUPIN die von BÉCLARD aus dem Hunsruckien Belgiens als *Spirifer Trigeri* DE VERN. abgebildeten

Formen (a. a. O. Taf. 15, Fig. 1—5) zu *Spirifer Bischofi* zieht. Es sind echte *Spirifer Trigeri*, während Fig. 6, was auch Drevermann ausspricht, des hohen Muskelzapfens wegen nicht hierhergehört.

Nicht mit *Spirifer Trigeri* de Vern. ident sind ferner die bei Barrois (Calcaire d'Erbray, Taf. 9, Fig. 3, 3a) abgebildeten Formen, die, wie oben ausgeführt wurde, mit *Spirifer Bischofi* A. Roem. zu vereinigen sind.

Auch die von E. Kayser (Ann. soc. géol. de Belgique 22, Taf. 3, Fig. 15 und 16) abgebildeten beiden Ventralschalen von Goé gehören nicht unserer Art an, wie aus den sich gabelnden Seitenrippen hervorgeht.

Spirifer Trigeri fand sich bisher im Rheinischen Schiefergebirge nur an zwei Stellen: Einmal in den hier besprochenen Michelbacher Schichten des oberen Bernbachtales im Kellerwald und dann in der Gegend von Marburg a. d. Lahn, von wo Herrmann (dieses Jahrbuch für 1912, I, S. 318) die in Rede stehende Art aus den kalkigen Grauwacken an der Damm-Mühle als das einzige, bisher aus dem Hercyn bekannt gewordene Exemplar anführt.

Auch sonst ist *Spirifer Trigeri* auf das Unterdevon beschränkt, das er nach de Verneuil ebenso charakterisiert, wie *Spirifer Verneuili* das Oberdevon. Eine Ausnahme bildet das Vorkommen, das Barrois aus dem Kalk von Ferrônes (tiefstes Mitteldevon) bekannt gibt. Verneuil bildet zuerst ein Exemplar aus Kleinasien ab, Kayser solche vom Bosporus, wo die Form bei Kanlydsha zu den häufigsten Spiriferen gehört.

Auch auf das Vorkommen der Art in Spanien (bei Sabero) hat Verneuil schon hingewiesen, sie findet sich dort nach Barrois außer in dem oben angegebenen Kalk von Ferrônes auch im Kalk von Arnao (obersten Koblenzschichten). Aus Nordwestfrankreich wird *Spirifer Trigeri* aus der Bretagne und den Départements Sarthe, Mayenne und Manche ange-

führt. GOSSELET (Tableau de la faune coblenzien, Ann. soc. géol. du Nord, 23, S. 298, 1886) zitiert ihn aus der Grauwacke von Montigny (Hunsrückschiefer), BÉCLARD aus demselben Horizont ebenfalls aus Belgien.

Die drei im vorstehenden besprochenen Spiriferen, *Spirifer daleidensis, Bischofi* und *Trigeri* sind nahe miteinander verwandt, die beiden ersten sogar durch Übergänge (*Spirifer Bischofi* mit gegabelten Seitenrippen) verbunden. Im allgemeinen kann man bezüglich ihrer Berippung Folgendes aussprechen:

Spirifer daleidensis besitzt unregelmäßig gegabelte Rippen auf dem Sattel, im Sinus und auf den Seitenteilen.

Spirifer Bischofi ist durch Bündelrippen auf dem Sattel und im Sinus, sowie durch selten gegabelte, wenig zahlreiche gleichförmige Seitenrippen ausgezeichnet.

Spirifer Trigeri endlich ist von zahlreichen, gleichmäßig über die ganze Schale verteilten, auf den Seitenteilen stets ungegabelten Rippen bedeckt.

70. Spirifer sp. cf. **bornicensis** A. FUCHS.

Der Steinkern nebst Abdruck einer Ventralschale liegt vor. Sinus schmal, flach, bis in die Schnabelspitze reichend. Muskelzapfen kräftig, sich wenig über die Seitenteile erhebend. Area hoch, schwach gebogen, Zahnstützen sehr kräftig, gebogen, bis zur Mitte der Schale reichend.

Steinkern und Schale glatt.

Unsere in die Gruppe des *Spirifer curvatus* SCHLOTH. gehörige Form ist am nächsten mit *Spirifer bornicensis* A. FUCHS (ASSMANN, Erbslochgrauwacke, S. 153, Taf. 8, Fig. 9) verwandt, unterscheidet sich von ihr jedoch durch den schon in der Schnabelgegend beginnenden Sinus, durch die viel stärkeren Zahnstützen und die höhere Area. Daß die Schale unserer Form ganz glatt erscheint, ist wohl nur auf den Erhaltungszustand zurückzuführen.

71. Cyrtina heteroclita Defr.

1884. Beushausen, Oberharzer Spiriferensandstein, Abh. Preuß. Geol. Landesanst. IV, 1, S. 122, Taf. 6, Fig. 20.
1887. Oehlert, Fossiles dévoniens de l'ouest de la France, Ann. soc. géol. 19, S. 40, Taf. 3, Fig. 21—41.
1899. Burhenne, Tentaculitenschiefer von Leun, Abh. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., Heft 29, S. 38, Taf. 4, Fig. 6.
1908. Torley, Schleddenhof bei Iserlohn, ebenda, N. F., Heft 53, S. 14, Taf. 2, Fig. 8—11.

Diese im Unter- und Mitteldevon verbreitete, bei Oberstadtfeld jedoch seltene Art fand sich in einigen guten Exemplaren.

72. Athyris undata Defr. sp.

1889. Kayser, Hauptquarzit, S. 37, Taf. 3, Fig. 1—6; Taf. 4, Fig. 1; Taf. 17, Fig. 1—3.

Diese im Unterdevon nicht eben häufige, aber weit verbreitete Form liegt in zwei Exemplaren vor.

John M. Clarke bildet in der schon oft zitierten Early devonic history of N. Y. (Teil I, S. 236, Taf. 34, Fig. 13 und 14) zwei *Athyris hera* n. sp. benannte Ventralschalen ab, von denen die größere (Fig. 14) wohl mit *Athyris avirostris* Krantz sp., die kleinere dagegen mit der in Rede stehenden Form zu vereinigen ist.

73. Athyris globula A. Fuchs.

1910. Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 156, Taf. 11, Fig. 6 und 7.

Von den ihr nächst verwandten *Athyris caeraesana* Stein. sp. und *undata* Defr. sp. zeichnet sich die vorliegende Form durch den sehr flachen, wenig breiten Sinus in der Stielklappe und den niedrigen, gegen die Seitenteile wenig abgesetzten Sattel in der Brachialklappe aus. Die bei *Athyris caeraesana*, der vermutlichen Jugendform von *Athyris undata*, den Sinus einfassenden runden Kiele sind nicht vorhanden.

Die im Abdruck vorliegende Schale zeigt zahlreiche, gedrängte, feine Anwachsstreifen.

Die bisher mit *Athyris undata* vereinigte Form liegt in drei Exemplaren vor. Fuchs gibt sie aus den Hunsrückschie-

fern und den Unterkoblenzschichten an, ASSMANN (a. a. O.) bildet sie aus der Erbslochgrauwacke ab, und ein in der Marburger Sammlung liegendes, als *Athyris undata* bezeichnetes Stück von Oberstadtfeld dürfte ebenfalls hierher gehören.

74. Dielasma rhenana DREV.

1902. DREVERMANN, Oberstadtfeld, S. 98, Taf. 12, Fig. 7—10.
1904. DREVERMANN, Seifen, S. 259.

Zwei Bruchstücke von Stielklappen dieser bei Oberstadtfeld durchaus nicht seltenen Art lassen sich mit Sicherheit als hierher gehörig bestimmen.

Ein drittes weicht durch den Bau der Muskeleindrücke sowohl von den beiden anderen Stücken als auch von der durch DREVERMANN gegebenen Beschreibung ab. Zu beiden Seiten der auf dem Steinkern sehr schwachen Medianfurche breiten sich hier zwei gegenüber denen der übrigen Stücke sehr breite und wenig tiefe Muskeleindrücke aus.

DREVERMANN stellt die Art zu dem KINGschen Genus *Dielasma*. Ich vermag mit meinem Material nicht zu entscheiden, ob die Ansicht HALLs und CLARKEs, daß vielmehr eine *Cryptonella* vorliegt, richtiger ist.

75. Tropidoleptus carinatus CONR.

Taf. 18, Fig. 9.

1893. *Tropidoleptus carinatus* ULRICH, Palaeozoische Versteinerungen aus Bolivien. N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. 8, S. 73, Taf. 4, Fig. 32—34.
1894. » *carinatus* HALL und CLARKE, Palaeontology of New York, VIII, 2, S. 302, Taf. 82, Fig. 26—36.
1897—1902. » *rhenanus* FRECH, Lethaea palaeozoica 2, S. 143, Anm. 1, Taf. 23, Fig. 12; Taf. 23a, Fig. 9.
1902. » *carinatus* var. *rhenana* FRECH, DREVERMANN, Oberstadtfeld, S. 99, Taf. 12, Fig. 11 und 12.
1904. » *carinatus* P. E. RAYMOND, The developmental changes in some common devonian brachiopods. The American Journ. of science (4) 17, S. 279, Taf. 18.

Der Schalenabdruck einer ausgewachsenen Dorsalschale zeigt deutlich die Verstärkung der Mittelrippe, wie sie bei den amerikanischen Formen zu beobachten ist. Mit denselben

hat unser Exemplar die geringe Zahl der Rippen (man zählt nur 21 im ganzen) gemein, so daß die von Frech (a. a. O.) angeführten Unterschiede zwischen den amerikanischen und den rheinischen Formen in der Tat nicht bestehen und der Name »*rhenana*« einzuziehen ist, wie dies auch schon Drevermann glaubte verteidigen zu können.

Tropidoleptus carinatus findet sich in den Siegener und Unterkoblenzschichten des rheinischen Schiefergebirges überaus häufig, zuweilen ganze Bänke erfüllend. Vom oberen Bernbachtal liegen nur zwei Steinkerne der großen Klappe und der Abdruck des einen, sowie ein Bruchstück der kleinen Klappe vor.

Interessante Entwicklungsreihen der beiden Schalen gibt P. E. Raymond a. a. O.

76. Megalanteris media Maurer.

Taf. 17, Fig. 19 und 20.

1886. *Meganteris media* Maurer, Fauna des rechtsrheinischen Unterdevon, S. 20.
1902. *Megalanteris Archiaci* Suess (non Vern?) Drevermann, Oberstadtfeld, S. 100, Taf. 13, Fig. 1—11.

Die Namengebung erfolgt in Übereinstimmung mit H. Scupin (Devon der Ostalpen IV, Fauna der devonischen Riffkalke II, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1906, S. 262), der die Unterkoblenzformen von denen als *Melanganteris Suessi* Drev. zu bezeichnenden Oberkoblenzformen abtrennt. Die Unterschiede liegen (Frech, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1889, S. 195) in dem spitzen Winkel, den die Schloßkanten bei *Megalanteris media* bilden, in der geringeren Größe der ausgewachsenen Tiere, sowie in der Gestalt der Muskeleindrücke.

Schon Scupin weist darauf hin, daß dieser letzte von Frech hervorgehobene Unterschied nicht durchgehends zutrifft; auch unter dem vorliegenden Material befinden sich einige junge Exemplare, bei denen der Muskelzapfen — wie später im Alter bei allen — stärker hervortritt.

Dagegen entspricht in der Tat weder ein oberstadtfelder noch ein bernbachtaler Stück den Dimensionen, wie sie Suess

(Sitz.-Ber. Wiener Akad. d. Wissensch. Bd. 18, S. 51, 1855) auf Taf. 1, Fig. 1 zur Abbildung bringt. Das größte mir vorliegende Stück stammt von Oberstadtfeld und ist 57 mm lang und 47 mm breit, während die Bernbachtaler Stücke weit dahinter zurückbleiben. Das von SUESS auf Taf. 1, Fig. 1 abgebildete Stück dagegen mißt 71 mm in der Länge und 67 mm in der Breite. Auch das am Vorderrande nicht vollständig erhaltene Stück aus den Oberkoblenzschichten von Prüm, das SCUPIN (a. a. O.) als Textfigur 18 abbildet, ist 67 mm breit.

Umriß und Größe von *Megalanteris media* MAURER aus den Unterkoblenzschichten und *Megalanteris Suessi* DREV. aus den Oberkoblenzschichten sind demnach verschieden, übereinstimmend ist jedoch der innere Bau der beiden Formen. Die eingehende Beschreibung durch SUESS trifft auf beide zu. Auf Taf. 1, Fig. 18 und 19 gebe ich zur Ergänzung eine Abbildung der Schale an der Wirbelpartie eines jungen Exemplars nebst dem dazugehörigen Steinkern. Über die Mitte der Schale verläuft vom Wirbel zum Vorderrand ein deutlicher Kiel, von dem aus die Schale sich nach beiden Seiten gleichmäßig abflacht. Der mit einer kleinen Öffnung für den Durchtritt des Haftmuskels versehene Schnabel ist nur wenig vorragend.

77. Trigeria Gaudryi OEHL.

1877. *Terebratula Gaudryi* OEHL., Bull. soc. géol. France, (3) 5, S. 593, Taf. 8, Fig. 8.

1885. *Centronella Gaudryi* OEHL., Bull. soc. géol. d'Etudes scient. d'Angers, S. 2, Fig. 10—17.

1902. *Rensselaeria strigiceps* DREVERMANN, Unterkoblenzschichten v. Oberstadtfeld, S. 102.

1903. *Trigeria Gaudryi* WALTHER, Unterdevon zwischen Marburg und Herborn. N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. 17, S. 57, Textfig. 1.

1903. *Rensselaeria confluentina* FUCHS, Unterdevonische Rensselaerien des Rheingebietes. Dieses Jahrbuch, S. 50, Taf. 7, Fig. 7—14; Taf. 8, Fig. 1—14.

1909? *Rensselaeria confluentina* FUCHS, Remscheider Schichten. Abh. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., Heft 58, S. 73.

In einer Anzahl z. T. recht großer Exemplare liegt diese charakteristische Art des Unterdevons vor. Die größte Schale ist 26 mm breit und etwa 22 mm hoch.

Diese Art ist es, die A. Denckmann in den Erläuterungen zur Geolog. Übersichtskarte des Kellerwaldes (Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 34, S. 27, 1901) und zu den Geolog. Spezialblättern (Blatt Kellerwald und Gilserberg, 1902) in den Michelbacher Schichten als *Rensselaeria strigiceps* F. Roem. aufführt.

78. Rensselaeria (Trigeria) robustella A. Fuchs.

1903. *Rensselaeria robustella* A. Fuchs, Unterdevonische Rensselaerien des Rheingebiets. Dieses Jahrbuch, S. 46, Taf. 6, Fig. 7—12.

Die kleine, in dem Steinkern eines zweischaligen Exemplars und dem einer Dorsalschale, sowie in dem Abdruck der Schloßpartie und der Dorsalklappe des ersten vorliegende Form gehört zu dieser Art.

Die Schale besitzt mehr gerundet dreiseitigen als kreisrunden Umriß, wie ihn A. Fuchs angibt. Am Stirnrand heben sich auf der Dorsalschale die drei mittleren der im übrigen recht gleichmäßigen Rippen etwas heraus. Anzahl der letzten 20 Anwachsstreifen im Alter deutlich. Zahnstützen kurz und kräftig. Muskeleindrücke und Medianseptum stimmen mit der bei Fuchs gegebenen Beschreibung überein.

Da über den die generische Zurechnung bestimmenden Bau des Inneren bisher so gut wie nichts bekannt geworden ist, belasse ich die Form bei *Rensselaeria*, indem ich sie allerdings deren Untergattung *Trigeria* zurechne, die sich vor *Rensselaeria* durch schwächere Wölbung und ein stets fehlendes Medianseptum in der Stielklappe auszeichnet.

Rensselaeria robustella war bisher nur aus den Unterkoblenzschichten von St. Goarshausen bekannt geworden.

79. Rhynchonella (Camarotoechia?) daleidensis F. Roem.

1895. Kayser, Ann. soc. géol. belg. 22, S. 208, Taf. 3, Fig. 1—4.
1909. Gürich, Leitfossilien 2, S. 146, Taf. 45, Fig. 6.

Zahlreiche junge Exemplare zeigen die von KAYSER a. a. O. beschriebene, in dem flachen Sinus und Sattel und der mehr gerundet dreiseitigen Form begründete Abweichung von den erwachsenen Formen. Auch diese finden sich in großer Zahl in unseren Schichten.

80. Uncinulus pila SCHNUR sp.

1853. SCHNUR, Brachiopoden der Eifel, Palaeontogr. 3, S. 186, Taf. 26, Fig. 1 a—f.

Die vorliegenden zahlreichen Exemplare zeigen zur Hälfte die von DREVERMANN an zwei stadtfelder Stücken beobachtete größere Ausdehnung der Muskeleindrücke in der großen Klappe, während die anderen, zum Teil in denselben Knollen sitzenden Exemplare dem Typus der Art entsprechen, der sich durch kleinere Muskeleindrücke auszeichnet (DREVERMANN, Oberstadtfeld, S. 103).

DREVERMANN vermag ich nicht beizupflichten, wenn er die Formen mit stärkeren Muskeleindrücken als Vorläufer von *Uncinulus pila* von dieser Art trennt; ich halte vielmehr dieses Unterscheidungsmerkmal für unwesentlich und stelle meine gesamten Formen zur SCHNURschen Art, um so mehr als DREVERMANN von Oberstadtfeld zur Untersuchung nur drei Exemplare vorgelegen haben, in unseren Schichten aber Formen beider Arten der Ausbildung der Muskeleindrücke zusammen und nicht selten vorkommen.

81. Uncinulus (Eatonia) eifeliensis DREV.

1902. DREVERMANN, Oberstadtfeld, S. 105, Taf. 12, Fig. 17—19.

In unseren Schichten selten; nur eine Brachialklappe liegt vor.

82. Rhynchonella Dannenbergi KAYS. mut. minor DREV.

1902. DREVERMANN, Oberstadtfeld, S. 107, Taf. 13, Fig. 16—21.
1910. ASSMANN, Erbslochgrauwacke, S. 158, Taf. 11, Fig. 10.

DREVERMANN trennt von der typischen *Rhynchonella Dannenbergi*, die KAYSER (Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1883. S. 313, Taf. 14, Fig. 5—7) aus der Grauwacke von Cransberg

beschrieben hat, eine mut. *minor* ab, unter der Begründung, daß die Stücke von Oberstadtfeld (und Seifen) nicht die riesige Größe der Kayserschen Form erreichen.

Die allein vorliegende Dorsalschale neigt schon etwas zu der sehr nahe verwandten *Rhynchonella dunensis* Drev. (a. a. O., S. 108, Taf. 13, Fig. 12—15) hin, indem sie stärker gewölbt ist als die mir vorliegenden Originalexemplare zu *Rhynchonella Dannenbergi* mut. *minor*, weist aber andererseits die für diese Art bezeichnenden feineren Rippen auf dem Sattel (12 an der Zahl) sowie eine größere Breite als Länge auf (3,5 : 2,6 mm).

Eng verwachsen in einer Gesteinsknolle sind mit diesem Stück zwei jüngere Ventralschalen, die wegen ihrer kräftigen Wölbung (der Steinkern von *Rhynchonella Dannenbergi* mut. *minor* ist sehr flach gewölbt und breiter als lang) sowie wegen des Verhältnisses von Breite zu Länge (etwa 1 : 1) und schließlich wegen der geringeren Zahl der hier etwas gröberen Radialrippen in dem flachen Sinus (man zählt 8—9) zu der allerdings sehr nahe verwandten

83. Rhynchonella dunensis Drev.

(a. a. O., 1902, S. 108, Taf. 13, Fig. 12—15.)

gestellt werden müssen.

Beide Formen finden sich in den Unterkoblenzschichten, die erstaufgeführte nach Drevermann (Seifen, S. 264) auch in den Siegener Schichten. Die von Assmann abgebildete Form gehört trotz der feinen Berippung zu *Rhynchonella Dannenbergi* mut. *minor* Drev.

84. Rhynchonella Losseni Kayser.

1853. *Terebratula Stricklandi* Schnur, Brachiopoden der Eifel, Palaeontogr. 3, S. 172, Taf. 22, Fig. 2a—e (non f—h).

1887. *Rhynchonella Stricklandi* Béclard, Les fossiles coblenziens de St.-Michel. Bull. soc. belge de géol. etc. 1, S. 84, Taf. 4, Fig. 7.

1888. *Rhynchonella Losseni* Kayser, Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. S. 820.

Zwei Steinkerne und zwei Schalenabdrücke dieser mit *Rhynchonella Dannenbergi* und *dunensis* nahe verwandten Art liegen vor.

Der Sinus senkt sich bereits nahe dem Wirbel ein, auch die gleichmäßige Berippung tritt schon früh deutlich auf dem Sinus und den Seitenteilen der Schale auf.

KAYSER beschrieb die Form aus den Oberkoblenzschichten von Daleiden und der Grube Braut bei Walderbach. Die zum Vergleich vorliegenden Stücke unterscheiden sich nur durch die etwas gröbere Berippung von den Bernbacher Exemplaren.

Ähnlich unserer Art ist *Rhynchonella Fitchana* HALL (Paleontol. of N. York III, S. 441, Taf. 103, Fig. 1), unterscheidet sich jedoch von ihr durch den weniger deutlichen Sinus.

85. Rhynchonella (? Wilsonia) sp.

Taf. 18, Fig. 10.

Das Bruchstück eines sehr großen Ventralschalensteinkerns liegt vor, der in die Gruppe der *Rhynchonella Losseni* KAYSER gehört.

Die Schale ist wenig gewölbt, der Sinus nicht sehr breit und äußerst flach, so daß der Stirnrand nur wenig zu einer niedrigen Zunge ausgezogen ist. Die kräftigen Zahnstützen sind sehr kurz. Der sehr kräftige große Muskelzapfen reicht bis zur Mitte der Schale und ist durch ein schwaches Medianseptum längsgeteilt.

Die Seitenzapfen sind durch innere Verdickung der Schale infolge des Alters des Exemplars zu dünnen Leisten verschwächt.

Der Steinkern ist unberippt, dagegen dicht mit dem feinen Geäst von *Rhopalonaria tenuis* (Taf. 18, Fig. 16) überzogen.

Länge und Breite etwa 38 mm.

Die generische Bestimmung ist infolge der Unvollständigkeit der Schloßregion unsicher.

86. Dalmanella circularis Sow. var. nov. **minor.**

Das vorliegende reiche Material unterscheidet sich in nichts von den meisten Oberstadtfelder und Seifener Stücken, außer durch die geringe Größe, die durchschnittlich nur etwa 15 mm in der Breite beträgt.

Das Innere der Schalen stimmt vollständig mit den Abbildungen und Beschreibungen überein, die Drevermann von *Orthis circularis* gibt (Oberstadtfeld, 1902, S. 109, Taf. 14, Fig. 1—3; Seifen, 1904, S. 270, Taf. 31, Fig. 20).

Auch von Stadtfeld liegen einige solcher kleinen Formen vor, die mit unseren die geringe Größe gemeinsam haben. Von Drevermann wurden sie als junge Exemplare bezeichnet. Doch finden sich keine Stücke, die etwa einer Zwischenstufe entsprächen, wie denn in unseren Schichten überhaupt keine »ausgewachsenen« großen Exemplare vorkommen.

Ich trenne daher die kleine Form von der großen als var. *minor* ab, indem ich beide bei der wohlumgrenzten Sowerbyschen Art belasse.

87. Orthis (Schizophoria) provulvaria Maur.

1904. Drevermann, Siegener Schichten von Seifen, Palaeontogr. 50, S. 267, Taf. 30, Fig. 29 und 30; Taf. 31, Fig. 11—19.

Der Steinkern einer Dorsalklappe liegt allein vor.

88. Stropheodonta Murchisoni A. V. sp.

1902. Drevermann, Oberstadtfeld, S. 110, Taf. 14, Fig. 4—8.

In unseren Schichten selten. Eine Brachialklappe stimmt gut mit den vorliegenden Oberstadtfelder Stücken überein.

Stropheodonta Murchisoni ist leitend für das tiefere Unterdevon und ist in jüngeren als Unterkoblenzschichten bisher nicht gefunden worden.

89. Stropheodonta n. sp. aff. **Str. Murchisoni** A. V. sp.

Taf. 18, Fig. 11 und 12.

Steinkern nebst Abdruck der Ventralschale. Abdruck der

Dorsalschale. Die Form gehört in die Verwandtschaft von *Stropheodonta Murchisoni* A. V. sp. Umriß etwa ebenso lang wie breit, größte Breite etwas unterhalb des Schloßrandes. Oberfläche der Dorsalschale mit etwa 14 breiten Rippen bedeckt, denen sich schwächere zwischenlagern, die teils am Wirbel entspringen, teils sich von diesen wie den stärkeren Rippen nahe dem Vorderrand abspalten.

Der Abdruck der Ventralschale ist nur teilweise erhalten; er zeigt bis zur knieförmigen Umbiegung in der Nähe des Randes unregelmäßige Bündelrippen. Den Steinkern beherrschen die großen, kräftig zerschlitzten Muskeleindrücke, die durch ein kräftiges Medianseptum getrennt sind.

Die eigenartige Berippung trennt unsere Art leicht von *Stropheodonta Murchisoni* A. V. sp.

90. Stropheodonta elegans Drevermann.

1902. Drevermann, Oberstadtfeld, S. 113, Taf. 14, Fig. 13 und 14.

Diese in Oberstadtfeld seltene Art findet sich auch in unseren Schichten nur in dem Abdruck einer Brachialklappe. Was das Genus *Douvillina* Oehlert anlangt, zu dem Drevermann unsere Art stellt, so sei bemerkt, daß neuerdings Grabau (North american index fossils I, S. 213) die von Hall auf Grund der Oehlertschen Diagnose zu dem Subgenus *Douvillina* gestellten Spezies (Hall, Palaeontology of N. York VIII, 1, S. 289) wieder zu echten Vertretern der Gattung *Stropheodonta* macht.

91. Stropheodonta (Leptostrophia) explanata Sow. sp.

1889. Kayser, Hauptquarzit, S. 102, Taf. 21, Fig. 1—3; Taf. 22, Fig. 1.
1902. Drevermann, Oberstadtfeld, S. 115, Taf. 14, Fig. 18 und 19.

Eine größere Zahl von Ventralklappen, dagegen nur eine einzelne Dorsalschale gehören hierher. Wenigstens stelle ich die letzte, da auch mir keine zweiklappigen Exemplare bekannt geworden sind, mit Drevermann zu dieser Art. Das

Material ist recht gut erhalten, bietet jedoch gegenüber den eingehenden Beschreibungen und guten Abbildungen Kaysers und Drevermanns nichts wesentlich Neues. Die Skulptur der Dorsalschale ist ebenso wie bei den Stadtfelder Stücken dadurch ausgezeichnet, daß einmal zwischen den Hauptrippen sich gleichstarke Zwischenrippen einschieben und dann auch zwischen diesen wieder oft zu dreien ganz feine Rippchen auftreten.

Stropheodonta explanata findet sich in allen Horizonten des Unterdevons keineswegs selten.

92. Chonetes dilatata F. Roem.

1853. *Chonetes dilatata* Schnur, Brachiopoden der Eifel, Palaeontogr. 3, S. 227, Taf. 43, Fig. 1.
1878. *Chonetes gibbosa* Kayser, Ältestes Devon, S. 204, Taf. 30, Fig. 10.
1879. *Chonetes Verneuili* Barrande, Syst. silur. V, Taf. 46, Fig. 12.
1889. *Chonetes dilatata* Kayser, Hauptquarzit, S. 61, Taf. 6, Fig. 6; S. 104, Taf. 12, Fig. 2 und 3.

In einigen wenigen Exemplaren kommt diese durch äußerst feine Radialskulptur ausgezeichnete Art vor.

Auf die Zugehörigkeit von *Chonetes gibbosa* Kayser zu unserer Art hat bereits Beushausen (Hauptquarzit, dieses Jahrbuch für 1896, S. 298), auf die von *Chonetes Verneuili* Barr. letzthin Herrmann (Hercynisches Unterdevon bei Marburg, ebenda, 1912, I, S. 332) hingewiesen.

Nahe verwandt mit *Chonetes dilatata* ist auch *Chonetes* (*Eodevonaria*) cf. *arcuata* Hall bei J. M. Clarke (Early devonic history of New York, II, 1909, S. 144, Taf. 34, Fig. 21 bis 31) aus den Oriskany-Schichten von Highland Mills.

Chonetes sarcinulata und *plebeja* sind im Unterdevon rheinischer Facies oft bankbildend weit verbreitet, während *Chonetes dilatata* hier verhältnismäßig selten ist. Umgekehrt treten die beiden ersten Formen in den Hercynbildungen stark zurück, indem gleichzeitig *Chonetes dilatata* häufiger wird, ohne jedoch, wie jene dort, ein gemeines Fossil zu werden.

93. Chonetes sarcinulata Schloth. sp.

1883. Oehlert, Note sur les Chonetes dévoniens. Bull. soc. géol. France (3) 11, S. 519, Taf. 14, Fig. 1.
1889. Kayser, Hauptquarzit, S. 62, Taf. 7, Fig. 4, 6 und 8.
1909. Fuchs, Remscheider Schichten, S. 58, Taf. 9, Fig. 6—8.

Fuchs beschränkt den Schlotheimschen Namen auf die quer ausgedehnten Formen; die mir vorliegenden, sehr zahlreichen Stücke gehören bis auf eines alle der typischen *Chonetes sarcinulata* an.

94. Chonetes oblonga A. Fuchs.

1909. A. Fuchs, Remscheider Schichten, S. 57, Taf. 8, Fig. 17 und 18; Taf. 9, Fig. 1—5.

Fuchs trennt diese hohe Form von der quer ausgedehnten typischen *Chonetes sarcinulata* Schloth. sp. ab. Es liegen der Steinkern und Abdruck einer *Chonetes* vor, die gut mit der Beschreibung bei A. Fuchs übereinstimmen. Auf dem Schalenabdruck beobachtet man am Wirbel eine kräftige Berippung, die nach dem Rande zu schließlich so fein wird, daß die Schale in dem feinkörnigen Sandstein fast glatt erscheint.

95. Chonetes plebeja Schnur.

1883. Oehlert, Note sur les Chonetes dévoniens, Bull. soc. géol. France (3) 11, S. 517, Taf. 14, Fig. 3 und 5.
1889. Kayser, Hauptquarzit, S. 63, Taf. 7, Fig. 2—5.

Weniger häufig als *Chonetes sarcinulata.*

96. Craniella cassis Zeil. sp.

Taf. 18, Fig. 13.

1889. Kayser, Hauptquarzit, S. 65, Taf. 6, Fig. 7—9; Taf. 7, Fig. 1; Taf. 9, Fig. 7; Taf. 22, Fig. 9.
1912. Herrmann, Hercynisches Unterdevon bei Marburg a. L., Dieses Jahrbuch, I, S. 333.

Mehrere Exemplare gehören dieser im deutschen Unterdevon weit verbreiteten Art an.

Ein nicht sehr hohes, unverdrücktes Exemplar zeigt die inneren Charaktere noch deutlicher als das von Kayser (a.

a. O., Taf. 22, Fig. 9) abgebildete, ausgezeichnet erhaltene, das aus den Oberkoblenzschichten der Gegend von Koblenz stammt.

Die beiden hinteren paarigen Eindrücke der Schließmuskeln sind tief in den Steinkern eingelassen, durch eine flache Vertiefung und augenbogenartige Wülste voneinander getrennt. Die etwa zentral gelegenen beiden vorderen Muskeleindrücke zeigen deutlich die auch von Drevermann (Seifen, Palaeontogr. 50, S. 280) an verschiedenen Stücken beobachtete Zerschlitzung. Auf dem Steinkern erscheint in den vorderen äußeren Ecken je eine gabelförmig dreilappige, nach hinten verschmelzende, in der Mitte des Eindrucks endende Erhöhung. Von der Mitte der Schale aus verläuft eine flache sinusartige Depression zum Vorderrande.

Die ästig-aderförmigen Gefäßeindrücke verlaufen ganz so, wie Kayser es darstellt.

97. Lingula densbergensis n. sp.

Taf. 18, Fig. 14 und 15.

In einer Gesteinsknolle, die erfüllt ist von vorzüglich erhaltenen Exemplaren von *Carydium gregarium* Beush., liegt die einzige gefundene Schale einer *Lingula*.

Schale mäßig gewölbt, von fünfseitigem Umriß, Vorderrand schwach gebogen, in wohl ausgebildeter Rundung in die zunächst geradlinig verlaufenden Seitenränder übergehend. Schloßrand unter einem Winkel von etwa 70° gebogen, in schwach gerundeter Ecke in die Seitenränder übergehend. Länge 10, Breite 7 mm. Wirbel niedrig. Muskeleindrücke nicht zu beobachten. Die Skulptur der hornigen Schale besteht aus feinen konzentrischen Anwachsstreifen und ganz schwacher Radialfaserung.

Im Umriß ähnlich unserer Form ist *Lingula cornea* Sow. (Davidson, British silurian brachiopoda, S. 46, Taf. II, Fig. 28—35) aus den Passage beds.

Die von SCHNUR (Brachiopoden der Eifel, Palaeontogr. 3, S. 229, Taf. 43, Fig. 5) abgebildete *Lingula spatula* SCHNUR ist im Umriß ebenfalls ähnlich, jedoch schlanker. Sie ist 14 mm lang und 8 mm breit, während die in Rede stehende Form bei derselben Breite in der Länge nur etwa 10 mm mißt.

Von *Lingula Coheni* ULRICH aus den devonischen Iela-Schiefern Boliviens (Paläozoische Versteinerungen aus Bolivien, N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. 8, S. 82, Taf. 4, Fig. 11) unterscheidet sich *Lingula densbergensis* dadurch, daß die größte Breite der letzten näher dem Vorderrande liegt, während sie bei der bolivischen Art mehr in die Mitte der Schale gerückt ist, indem die Seitenränder stärker gebogen sind.

Sehr ähnlich dagegen ist wiederum *Lingula densa* HALL aus der oberen Hamilton-Gruppe (Palaeont. of New York, IV, S. 11, Taf. 2, Fig. 10 und besonders Fig. 11).

Im Gegensatz zu dem massenhaften Vorkommen von *Lingula* im Cambrium ist das Genus im Devon verhältnismäßig selten. Immerhin vermochte A. FUCHS kürzlich aus den Remscheider Schichten fünf verschiedene neue Spezies aufzuführen.

Bryozoa.

98. Rhopalonaria tenuis ULRICH u. BASSLER.

Taf. 18, Fig. 16 und 17.

1903. ULRICH u. BASSLER, A revision of the paleozoic Bryozoa. Smithsonian miscellaneous collections, Bd. 45, S. 270, Taf. 66, Fig. 7—9.

Auf den Steinkernen von *Plethomytilus procerus* und *Wilsonia* sp. (Taf. 16, Fig. 16 und Taf. 18, Fig. 10) finden sich Kolonien einer winzigen Bryozoe. Ihre Steinkerne sind als Erhabenheit den Steinkernen der Muschelschalen aufgesetzt, woraus hervorgeht, daß die Kolonieen den Innenflächen der Muschelschale eingelassen waren.

Das Zoarium bestand aus einer Anzahl spindelförmiger Zellen, die durch außerordentlich feine Röhrchen verbunden sind. Innerhalb 3 mm zählt man etwa 4 Zellen. Von einem

Hauptast gehen in ziemlich regelmäßiger Weise unter einem Winkel von etwa 60° Zweige aus, die ebenfalls kleine Zellen tragen. Diese Zweige können sich wieder gabeln, so daß ein feines Netzwerk entsteht. Die kleinen Röhrchen zwischen den spindelförmigen Zellen sind durchschnittlich kürzer als die Spindeln selbst, deren Länge sie selten erreichen. Es bestehen keine Bedenken, die rheinische Form mit der amerikanischen mitteldevonischen zu vereinigen. Die Kolonie auf *Plethomytilus* entspricht etwa der Fig. 8 bei Ulrich und Bassler, während Fig. 9 mit ihren einander kreuzenden Zweigen ganz das Bild der Kolonie auf unserer *Wilsonia* wiedergibt, so daß die von Ulrich und Bassler gehegten Zweifel, ob diese Form ebenfalls zu der in Rede stehenden Spezies gestellt werden kann, behoben sein dürften.

Von der sehr ähnlichen *Rhopalonaria attenuata* (a. a. O., S. 268, Taf. 66, Fig. 4 und 5 und R. S. Bassler, The bryozoan fauna of the Rochester shale. Bull. U. St. geol. Survey Nr. 292, 1906, S. 11, Taf. 4, Fig. 4 und 5) aus dem Obersilur von Lockport (N. Y.) unterscheidet sich *Rhopalonaria tenuis* durch längere Verbindungsröhrchen der einzelnen Zellen, die bedeutend kürzer und weniger lang spindelförmig ausgezogen sind.

Auf die große Ähnlichkeit mit *Rhopalonaria keokukensis* aus dem Untercarbon von Keokuk (Jowa) (a. a. O., S. 272, Taf. 66, Fig. 11) haben die genannten Autoren ebenfalls schon hingewiesen.

Rhopalonaria tenuis ist bisher nur aus der unteren Hamilton-Formation (oberes Mitteldevon) von Thedford (Ontario), Alpena (Michigan) und Eighteen-Mile creek (N. Y.) bekannt geworden.

Die Gattung *Rhopalonaria*, deren Vorkommen im deutschen Devon unseres Wissens hiermit zuerst nachgewiesen wird, ist rein paläozoisch. Aus dem Devon Frankreichs haben Dollfus (Bull. Soc. Linn. Normandie (3) 1, 1877, S. 96, Taf. 1,

Fig. 2—4) und OEHLERT (Bull. soc. d'Etudes sci. d'Angers, 17, 1888, S. 107) *Terebripora capillaris* beschrieben, die nach ULRICH-BASSLER ebenfalls zu unserer Gattung gehört, während *Terebripora vetusta* OEHLERT (a. a. O., S. 108, Taf. 10, Fig. 3), die die genannten Autoren auch mit *Rhopalonaria* vereinigen möchten, wohl in eine andere Gattung zu stellen ist. *Rhopalonaria capillaris* DOLLFUS unterscheidet sich deutlich von *Rhopalonaria tenuis* durch ihren viel kräftigeren und regelmäßigeren Bau und die mehr kokonartige Form ihrer Zellen.

99. Fenestella sp.

Spärliche Reste dieser Bryozoe fehlen auch in unseren Ablagerungen nicht.

Crinoidea.

100. Ctenocrinus acicularis FOLLM.

1887. O. FOLLMANN, Unterdevonische Crinoiden, Verh. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf. 44, S. 131, Taf. 3, Fig. 4, 4a—f.

1895. O. JAEKEL, Beiträge zur Kenntnis der palaeozoischen Crinoiden Deutschlands, Pal. Abh. von DAMES und KAYSER, N. F., B. 3, S. 33.

Diese von O. FOLLMANN ausführlich beschriebene, durch alternierende stummelartige Fortsätze der Seitenarmglieder ausgezeichnete Art liegt in einem kelchlosen, sonst gut erhaltenen, aus vier Armen bestehenden Exemplar vor.

Ctenocrinus acicularis fand sich bisher im Unterdevon von Schutz bei Manderscheid, Prüm und Asterstein bei Koblenz, sowie in den Unterkoblenzschichten von Daun in der Eifel.

101. Ctenocrinus sp. sp.

Zwei Bruchstücke könnten das eine zu *Ctenocrinus stellifer* FOLLMANN (a. a. O., S. 133, Taf. 3, Fig. 2), das andere zu *Ctenocrinus decadactylus* GF. sp. (ebenda, S. 130) gehören, doch sind die Reste für ein sicheres Urteil zu gering.

102. Crinoidea gen. et sp. indet.

Eine Anzahl Stielglieder liegt vor, unter denen eines auch

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

bei Weipoltshausen sich findet und sich durch kreisrunden Umriß und völlig glatten Steinkern nur mit einem Säulchen in der Mitte auszeichnet.

Coelenterata.

103. Favosites cf. polymorphus Gf.

1885. Frech, Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. S. 103.

In gleicher Weise und Erhaltung wie bei Seifen und anderwärts im rheinischen Unterdevon finden sich auch in den Michelbacher Schichten Steinkerne und Abdrücke von Favositiden, deren Bestimmung undurchführbar ist. Ein Teil gehört, wie auch Drevermann (Palaeontogr. 50, S. 282) annimmt, in die Nähe der Goldfussschen Art; andere lassen nur eine generische Bestimmung zu.

104. Pleurodictyum problematicum Gf.

1856. Sandberger, Rhein. Schichtensyst., S. 405, Taf. 37, Fig. 8.

Eine Anzahl Steinkerne und Epitheken dieser weitverbreiteten Koralle fand sich.

105. Zaphrentis sp.

Den Steinkern einer Einzelkoralle stelle ich mit Vorbehalt hierher.

Plantae.

106. ? Hostimella sp.

Ein vereinzelter kleiner Pflanzenrest könnte dem weitverbreiteten Genus *Hostimella* Stur angehören.

Im ganzen sind im Vorstehenden folgende, in einer Gesamtliste zusammengestellten Arten beschrieben worden. Die für die Unterkoblenzstufe bezeichnenden Arten sind darin gesperrt gedruckt. Ein stehendes Kreuz bedeutet das Vorhandensein, ein Punkt das Fehlen der betreffenden Art, ein liegendes Kreuz das Vorkommen einer verwandten Art.

Bernbachtal bei Densberg	Weipoltshausen + Rolshaus.	Oberstadtfeld	Daaden	Hercyn d. Erbslochs + Marburgs
1. *Pisces*	×	.	.	×
Trilobitae				
2. *Acaste* n. sp.	+	×	×	.
3. *Homalonotus rhenanus* C. Koch	+	+	+	.
4. *Homalonotus armatus* Burm. sp.	.	+	+	.
Cephalopoda				
5. *Orthoceras* sp.	×	×	.	.
Gastropoda				
6. *Pleurotomaria daleidensis* F. Roem.	+	+	.	.
7. *Phragmostoma rhenanum* Drev.	+	+	+	.
8. *Patellostium macrostoma* F. Roem. sp.	.	×	.	.
9. *Bucanella tumida* Sdbg. sp.	+	+	.	.
10. » *bipartita* Sdbg. sp.	+	+	.	.
11. *Bucania sphaerica* K. Walther	+	.	.	.
12. *Platyceras subquadratum* Kays.	+	+	+	.
13. » *Drevermanni* n. sp.	.	+	.	.
14. » *Loranum* A. Fuchs	.	.	.	.
15. » cf. *kahlebergense* Beush. sp.	.	.	.	.
16. » *cassideum* A. u. V. sp.	+	+	.	.
Incertae sedis				
17. *Tentaculites scalaris* Schl.	+	+	+	.
Lamellibranchiata				
18. *Aviculopecten* sp.	.	.	.	.
19. *Leiopteria crenato-lamellosa* Sdbg. sp.	+	+	+	.
20. *Limoptera orbicularis* Oehl.	.	+	.	.
21. *Pterinea expansa* Maur. sp. em. Frech	.	+	+	.
22. » *(Cornellites) costata* Gf.	+	+	+	.
23. » *Denckmanni* n. sp.	.	.	.	.
24. *Gosseletia carinata* Gf.-Follm. sp.	.	+	+	.
25. » sp.	.	.	.	.
26. *Mytilarca dentata* n. sp.	.	.	.	.
27. » sp.	.	.	.	.
28. *Plethomytilus procerus* n. sp.	.	.	.	.

Bernbachtal bei Densberg	Weipoltshausen + Rolshaus.	Oberstadtfeld	Daaden	Hercyn d. Erbslochs + Marburgs
29. *Plethomytilus* sp.	.	.	.	.
30. *Modiola antiqua* Gf.	+	+	.	.
31. *Modiomorpha elevata* Krantz sp.	.	+	.	.
32. » *Kayseri* n. sp.	.	.	.	.
33. » *intermedia* Maur.	.	.	.	.
34. *Nucula Krachtae* A. Roe.	.	.	.	.
35. » *confluentina* Beush.	.	.	.	×
36. » sp.	.	.	.	.
37. *Nuculana securiformis* Gf. sp.	.	.	.	.
38. *Ctenodonta Oehlerti* Beush.	+	+	+	.
39. » *candida* Kegel	.	.	.	.
40. » *Maureri* Beush.	.	+	+	.
41. *Cucullella truncata* Stein. sp.	+	+	+	.
42. » *elliptica* Maur.	+	+	+	+
43. » *solenoides* Gf. sp. var. *cultrata* Beush.	.	+	+	.
44. *Ledopsis taunica* Beush.	.	.	.	.
45. *Myophoria circularis* Beush.	.	+	.	.
46. » *ovalis* Keferst. sp.	.	+	.	.
47. » sp. aff. *inflatae* A. Roe. sp.	.	.	×	.
48. » *Roemeri* Beush.	+	+	.	.
49. *Cypricardella bicostula* Krantz sp.	.	.	.	.
50. » *elongata* Beush.	+	+	+	
51. » *subovata* Beush.	.	+	+	.
52. *Carydium gregarium* Beush.	.	.	.	.
53. » *sociale* Beush.	+	+	+	.
54. » *sociale* var. *carinata* Maur.	.	.	.	.
55. » *inflatum* n. sp.	.	.	.	.
56. *Goniophora rhenana* Beush.	.	+	+	.
57. » *Schwerdi* Beush.	.	+	.	.
58. » n. sp.	.	.	.	.
59. *Conocardium* sp.	.	×	.	×
Brachiopoda				
60. *Spirifer Decheni* Kays.	.	.	.	+

Bernbachtal bei Densberg	Weipoltshausen + Rolshaus.	Oberstadtfeld	Daaden	Hercyn d. Erbslochs + Marburgs
61. *Spirifer Hercyniae* Giebel	.	+	+	+
62. » *arduennensis* Schnur	×	+	+	+
63. » *carinatus* Schnur	+	+	+	+
64. » *subcuspidatus* Schnur	+	+	+	.
65. » *subcuspidatus* var. *depressa* A. Fuchs	.	+	.	.
66. *Spirifer* sp. cf. *subcuspidatus* var. *tenuicosta* Scupin	.	.	.	.
67. *Spirifer Bischofi* A. Roem.	.	.	.	+
68. » *daleidensis* Stein.	.	.	.	+
69. » *Trigeri* de Vern.	.	.	.	+
70. » sp. cf. *bornicensis* A. Fuchs .	.	.	×	×
71. *Cyrtina heteroclita* Defr.	+	+	.	.
72. *Athyris undata* Defr.	.	+	.	+
73. » *globula* A. Fuchs	.	.	+	+
74. *Dielasma rhenana* Drev.	.	+	+	.
75. *Tropidoleptus carinatus* Conr. . . .	.	+	+	.
76. *Megalanteris media* Maur.	+	+	+	+
77. *Trigeria Gaudryi* Oehlt.	+	+	+	.
78. » *robustella* A. Fuchs	.	.	.	.
79. *Camarotoechia daleidensis* F. Roem. . .	+	+	+	+
80. *Uncinulus pila* Schnur sp.	.	+	+	+
81. » *eifliensis* Drev.	.	+	.	.
82. *Rhynchonella Dannenbergi* mut. *minor* Drev.	.	+	.	+
83. *Rhynchonella dunensis* Drev.	.	+	.	.
84. » *Losseni* Kays.	.	.	.	.
85. *Wilsonia* sp.	.	.	.	.
86. *Orthis circularis* Sow. var. nov. *minor* .	.	+	.	+
87. » (*Schizophoria*) *provulvaria* Maur.	.	+	+	.
88. *Stropheodonta Murchisoni* A. V. sp. .	.	+	.	
89. » n. sp. aff. *Str. Murchisoni* A. V. sp.	.	.	.	.
90. *Stropheodonta elegans* Drev.	.	+	.	.

Bernbachtal bei Densberg	Weipoltshausen + Rolshaus.	Oberstadtfeld	Daaden	Hercyn d. Erbslochs + Marburgs
91. *Leptostrophia explanata* Sow. sp. . .	+	+	×	+
92. *Chonetes dilatata* F. Roem.	.	+	.	+
93. » *sarcinulata* Schloth. sp. . .	+	+	+	+
94. » *oblonga* A. Fuchs	.	.	.	.
95. » *plebeja* Schnur	+	+	.	+
96. *Craniella cassis* Zeil. sp.	+	+	.	+
97. *Lingula densbergensis* n. sp.	.	.	.	.
Bryozoa				
98. *Rhopalonaria tenuis* Ulr. u. Bassler .	.	.	.	.
99. *Fenestella* sp.	.	×	.	.
Crinoidea				
100. *Ctenocrinus acicularis* Follm.	.	.	.	.
101. » sp.	.	.	.	.
102. Genus et sp. indet.	×	×	.	.
Coelenterata				
103. *Favosites* cf. *polymorpha* Gf.	×	+	.	.
104. *Pleurodictyum problematicum* Gf. . . .	.	+	×	+
105. *Zaphrentis* sp.	.	+	.	
Plantae				
106. cf. *Hostimella* sp.	.	.	.	.

Eine Betrachtung der vorstehenden Liste zeigt, daß die Michelbacher Fauna sich, wie alle normalen rheinischen Unterdevonfaunen, im wesentlichen aus Zweischalern und Brachiopoden zusammensetzt. Daneben sind an Individuenzahl häufig nur noch die Gastropoden. Cephalopoden fehlen hier wie auch an den anderen rheinischen Fundorten so gut wie ganz. Von Trilobiten finden sich nur die beiden Genera *Acaste* und *Homalonotus*, während, wie schon bemerkt, echte Vertreter der Gattung *Phacops* fehlen.

Von den aufgeführten Arten gehört der größte Teil be-

kannten und meist häufigen Formen der rheinischen Unterkoblenzschichten an. Besonders bezeichnend für diese Stufe sind folgende Arten:

Platyceras subquadratum KAYSER
Leiopteria crenato-lamellosa SDBG.
Modiomorpha intermedia MAURER
Ctenodonta Oehlerti BEUSH.
» *Maureri* BEUSH.
Cypricardella elongata BEUSH.
» *subovata* BEUSH.
Goniophora rhenana BEUSH.
Spirifer carinatus mut. *crassicosta* SCUPIN
» *Hercyniae* GIEBEL
» sp. cf. *bornicensis* A. FUCHS
Athyris globula A. FUCHS
Dielasma rhenana DREV.
Megalanteris media MAURER
Trigeria Gaudryi OEHLERT
» *robustella* A. FUCHS
Rhynchonella Dannenbergi mut. *minor* DREV.
Stropheodonta Murchisoni A. V. sp.

Die engsten Beziehungen bestehen zwischen unserer Fauna und der von DREVERMANN bearbeiteten von Oberstadtfeld bei Daun in der Eifel. Nicht weniger als 64 Arten von unseren 106 finden sich auch dort, während die übrigen z. T. neue und unserer Fauna eigene, zum anderen Teil seltene Formen darstellen.

25 von den bei Weipoltshausen durch HERRMANN nachgewiesenen 37 Unterkoblenzformen finden sich auch in den Michelbacher Schichten, dazu kommen noch die bei Rolshausen von K. WALTHER aufgefundenen:

Carydium sociale BEUSH.
Cypricardella elongata BEUSH.
Pterinea costata GOLDF.

Platyceras cassideum A. V. sp.
Athyris undata Defr.
Craniella cassis Zeil.
Cyrtina heteroclita Defr.
Megalanteris media Maur.
Spirifer carinatus Schnur.

Die Übereinstimmung ist demnach auch hier sehr weitgehend und um so größer, je mehr man nicht auf die ziffernmäßige Gleichheit Gewicht legt, sondern auf das Vorkommen einzelner gemeinsamer Leitformen.

Betrachten wir schließlich noch die Gemeinsamkeit der Formen unserer Schichten mit denen im altersgleichen Vorkommen von Daaden, so ist auch hier die größte Übereinstimmung festzustellen. Zwei Drittel aller Arten aus Daaden fanden sich im oberen Bernbachtal wieder.

Ergibt sich daher auf der einen Seite aus der Gesamtliste die auf der Übereinstimmung unserer Fauna mit denen von Oberstadtfeld, Weipoltshausen und Daaden begründete Gleichalterigkeit dieser Schichten und damit die Zugehörigkeit der Michelbacher Schichten zur Unterkoblenzstufe, so fehlen auf der anderen Seite auch nicht einzelne Nachzügler aus den Siegener Schichten, wie:

Cypricardella bicostula Krantz
Spirifer Bischofi A. Roem.
Ledopsis taunica Beush.

Es fehlen jedoch die wichtigen Leitfossilien der Siegener Schichten, wie *Spirifer hystericus*, *primaevus* und *solitarius;* es fehlen ferner die so bezeichnenden Rensselaerien, sowie *Orthis personata*, *Orthotetes ingens* u. a.

Betrachten wir dagegen die Beziehungen unserer Fauna zu der Oberkoblenzstufe, so werden diese aufgenommen durch das Auftreten von *Spirifer subcuspidatus* Schnur typus,

Limoptera orbicularis Oehlert,
Nucula confluentina Beush.,
Myophoria Roemeri Beush. u. a. m.,

während andererseits Formen der *Spirifer cultrijugatus*-Gruppe und *Spirifer paradoxus* noch gänzlich fehlen.

Auch aus diesen Betrachtungen ergibt sich mit aller Deutlichkeit das ausschließliche Unterkoblenzalter der Michelbacher Schichten.

Von großem Interesse sind weiterhin die Beziehungen unserer Fauna zu den Hercynvorkommen der Marburger Gegend und des Erbslochs, mit denen sie ja räumlich in nächster Verbindung steht.

Gemeinsam sind beiden Faciesausbildungen folgende Arten:

Nucula confluentina BEUSH., bezw. eine nahe verwandte im Marburger Hercyn,
Cucullella elliptica MAURER
Conocardium sp.

Dann von wichtigen Brachiopoden:

Spirifer Decheni KAYSER
» *Hercyniae* GIEBEL
» *arduennensis* SCHNUR
» *carinatus* SCHNUR
» *Bischofi* GIEBEL
» *daleidensis* STEIN.
» *Trigeri* DE VERN.
» sp. cf. *bornicensis* A. FUCHS
Athyris undata DEFR.
» *globula* A. FUCHS
Megalanteris media MAUR.
Camarotoechia daleidensis F. ROEM. sp.
Uncinulus pila SCHNUR sp.
Rhynchonella Dannenbergi mut. *minor* DREV.
Orthis circularis SOW. var. nov. *minor*
Leptostrophia explanata SOW. sp.
Chonetes dilatata F. ROEM.
» *sarcinulata* SCHLOTH. sp.
» *plebeja* SCHNUR

und schließlich

Pleurodictyum problematicum Gf.

Beachtung verdient vor allem das Auftreten der im rheinischen Unterkoblenz sehr seltenen *Spirifer Trigeri* und *Spirifer Decheni*. Besonders der letzte, der in fünf typischen Exemplaren vorliegt, beseitigt einen Teil der Bedenken, die Herrmann (Hercynisches Unterdevon bei Marburg a. L., dieses Jahrbuch für 1912, I, S. 340) im Gegensatz zu P. Assmann auf Grund dieser altertümlichen Form gegen die unbedingte Gleichstellung der Erbslocher und Marburger Hercyngrauwacke mit den Unterkoblenzschichten hegte, und die ihn veranlaßten, die tieferen Teile der Grauwacke noch den Siegener Schichten zuzuweisen.

Trotz der verhältnismäßig großen Zahl gemeinsamer Formen behält unsere Fauna den Charakter einer Unterkoblenzfauna typisch rheinischer Facies, in der glatte böhmische Spiriferen, wie *Spirifer togatus*, *Spirifer secans* u. a., in der ferner *Phacops, Dalmanites* und *Pentamerus Sieberi*, die Meristen und andere vollständig fehlen.

Wie vermögen wir uns nun das räumliche Nebeneinandervorkommen zweier im wesentlichen gleichalteriger Schichtenverbände verschiedener Facies zu erklären?

Es gibt drei Möglichkeiten, diese schwierigen Verhältnisse zu deuten:

I. Die Schichten rheinischer Facies sind jünger als die der böhmischen und transgredieren über sie. Diese Annahme entspricht der Auffassung von A. Denckmann und P. Assmann. Nimmt man, wie wir es oben getan haben, für beide Schichten Unterkoblenzalter an — und die schönen Untersuchungen Herrmanns der Fauna der Grauwacke von Hermershausen und P. Assmanns Schlüsse aus der Bearbeitung der Erbslochbrachiopoden lassen keine andere Deutung zu —, so ist eine Transgression der rheinischen über die Hercynschichten nur denkbar, wenn die Hercynschichten einem älteren und die rheinischen einem jüngeren Teil der

Unterkoblenzschichten entsprechen. Da nun aber nach HERRMANN die Grauwacke von Hermershausen bezw. des Erbslochs und der Kalk mit *Rhynchonella princeps* im wesentlichen gleichalterig sind, so mußten die Michelbacher Schichten auch über die unreinen Kalke mit *Rhynchonella princeps* transgredieren.

Beide Schichten, die Grauwacke und die Kalke, mußten zur Unterkoblenzzeit zur Ablagerung gelangt sein, ehe von Westen her die nach dem paläontologischen Befund ihnen im wesentlichen gleichalterigen rheinischen Unterkoblenzschichten über sie transgredieren konnten.

Man könnte nun annehmen, daß die hercynische Schichtenfolge am Steinhorn in überkippter Lagerung auftritt, daß also die Erbslochgrauwacke das jüngste Glied derselben darstellt, während der Schönauer Kalk und die Dalmanitenschiefer als deren Liegendes aufzufassen sind. DENCKMANN selbst scheint auch diese Möglichkeit ins Auge gefaßt zu haben, denn er vergleicht den Schönauer Kalk einmal mit den Hunsrückschiefern[1]). Immer bleibt aber die Schwierigkeit bestehen, sich vorzustellen, daß in der Unterkoblenzzeit zwei vollständige Schichtenfolgen sich übereinander ablagerten, die anderwärts in demselben Zeitraum eine jede für sich allein zur Sedimentation gelangten.

Noch größer wird die Schwierigkeit, wenn man annimmt, daß die Grauwacken einschließlich des unreinen Kalkes das älteste Glied der Hercynbildungen darstellen, während Schönauer Kalk und Dalmaniten-(Knollen-) Schiefer jünger sind. Für diese Auffassung aber sprechen nach HERRMANN[2]) zwingende paläontologische Gründe. An der Damm-Mühle bei Marburg vermochte nämlich HERRMANN nachzuweisen, daß die dortigen Hercynbildungen dem ganzen Zeitraum vom Ende der Siegener Schichten bis zum Beginn des Mitteldevons entsprechen[3]). Eine Transgression der normalen rheinischen Un-

[1]) Neue Beobachtungen aus dem Kellerwald. Dieses Jahrbuch für 1899, S. 328.
[2]) Das hercynische Unterdevon bei Marburg. Ebenda f. 1912, I, S. 341.
[3]) a. a. O., S. 387.

terkoblenzschichten über die gesamten Hercynbildungen ist demnach — wie auch schon Herrmann hervorhob — sowohl an der Damm-Mühle bei Marburg wie auch im Kellerwald unmöglich.

II. Eine zweite Möglichkeit ist die Annahme der Invasion einer fremden Fauna in die bodenständige.

Derartige Verhältnisse hat uns J. M. Clarke im großen kennen gelehrt[1]). Der bekannte amerikanische Paläontologe weist nach, daß längs des Nordatlantischen Kontinents zur Unterdevon-(Koblenz-)Zeit die rheinische Koblenzfauna westwärts nach dem östlichen Nordamerika gewandert ist. Das hier bestehende inneramerikanische Meer, die sog. Mississippi-See, war vom atlantischen Ozean durch eine nord-südlich verlaufende Landbarre getrennt, die einen Artenaustausch zwischen beiden Meeren im allgemeinen ausschloß. Als aber gegen Ende der Unterdevonzeit in der Mündungsgegend des heutigen St. Lorenz-Stromes eine Bresche in jener Barre entstand, konnten die rheinischen Formen in die Mississippi-See einwandern, wenn sie auch dort nicht dauernd Fuß zu fassen vermochten.

Auf unsere Verhältnisse übertragen, ergäbe sich daraus folgendes Bild:

Rheinisches Gebiet und Hercynmeer von Hermershausen und dem Kellerwald waren zur Unterdevonzeit voneinander durch irgendwelche Barre getrennt, die man sich vielleicht als von Südwesten nach Nordosten verlaufend vorstellen könnte. In der Gegend des Kellerwaldes, nicht aber bei Marburg, wo rheinische Bildungen im Zusammenhang mit den hercynischen zu fehlen scheinen, drang das rheinische Element nach Ablagerung der Erbslochgrauwacke durch eine Bresche plötzlich in das Gebiet der Hercynbildungen ein.

Es ergibt sich aber auch hier wie bei den vorher angestellten Betrachtungen die Schwierigkeit, daß die Michelbacher

[1]) John M. Clarke, Coblenzian invasion in the Devonic of Eastern Amerika. v. Koenen-Festschrift, 1907, S. 359.

Schichten den Hercynbildungen nicht zwischengelagert, sondern teils gleichalterig, teils älter als sie sind und trotzdem diese scheinbar überlagern.

Auch dieser Erklärungsversuch ist demnach zu verwerfen.

III. Der dritte und, wie uns scheint, gangbarste Weg ist die Annahme, daß tektonische Vorgänge die rheinischen Ablagerungen in die Nachbarschaft der Hercynsedimente gebracht haben.

Schon HERRMANN[1]) hat dies vermutungsweise ausgesprochen und gleichzeitig auf die Analogieen hingewiesen, die mit den Verhältnissen in Nordamerika bestehen.

Hier hat CH. SCHUCHERT[2]) für die appalachische Region lange und schmale Landbarren angenommen, die zwei Ablagerungsbecken verschiedener Facies trennen. Er weist dabei darauf hin, daß uns die trennenden Rücken als schmal erscheinen, nur auf Grund der heutigen geographischen Verhältnisse, ohne Rücksicht auf die Verschmälerung, die die ganze appalachische und die Piedmont-Region durch tektonische Vorgänge später erfahren hat. Die »schmalen« Landbarren und -Rücken mögen ursprünglich viel breiter und ausgedehnter gewesen sein; jedenfalls haben sie das pacifische Reich vom atlantischen getrennt, und wir bedürfen ihrer zur Erklärung der heute unmittelbar nebeneinander liegenden, faciell grundverschiedenen Faunengemeinschaften. Die tektonischen Vorgänge, die die heutige Lagerung schufen, bestanden im wesentlichen in Faltungen, Brüchen, Versenkungen und Überschiebungen. Welches Ausmaß sie in den Appalachen gehabt haben, geht aus den Ausführungen SCHUCHERTs hervor, der eine Verkürzung der appalachischen Region um viele Meilen und Überschiebungen von über 40 km Länge annimmt.

Solcher Ausmaße bedarf es in unserem Falle nicht, um

[1]) a. a. O., S. 387.

[2]) Paleogeography of North America. Bull. geol. Soc. of America, 20, S. 525, 1910.

eine Erklärung zu finden für die scheinbar transgredierende Überlagerung der Hercynablagerungen des Kellerwaldes durch die rheinischen Unterkoblenzschichten. Wir können uns vielmehr vorstellen, daß auch im kleinen, wiederum unter Annahme einer trennenden Barre oder vielleicht auch unter dem Einfluß von Meeresströmungen von verschiedener Richtung und verschiedener Temperatur, die beiden Faciesentwicklungen ursprünglich nebeneinander zur Ausbildung gelangten und später durch Faltung, streichende Verwerfungen oder Überschiebung in nahe räumliche Berührung gebracht wurden.

M. Koch nimmt ähnliche tektonische Vorgänge für den Harz an, wenn dort heute Graptolithenschiefer und schwarze Kalke mit *Cardiola interrupta* unmittelbar an jungunterdevonischen Hauptquarzit grenzen[1]).

Haben wir im Vorstehenden die drei für unsere Frage wohl allein möglichen Erklärungsversuche einer Prüfung unterzogen, so scheint uns daraus mit voller Deutlichkeit soviel hervorzugehen, daß die bisherige Auffassung, nach der im Kellerwald die Michelbacher Schichten durch eine Erosionsdiskordanz von den Hercynbildungen getrennt sein sollten, nicht länger aufrecht zu halten ist. Die dritte Erklärung, nach der tektonische Vorgänge die beiden Facies in ihre jetzige Lage nebeneinander gebracht haben, scheint uns die allein zutreffende zu sein.

Im Harz sind Unterkoblenzschichten rheinischer Facies unbekannt. Dort beginnt das rheinische Unterdevon erst mit dem Hauptquarzit, der dem Koblenzquarzit der rheinischen Oberkoblenzstufe entspricht. Die ihn unterlagernden Kalklinsen der unteren Wieder Schiefer K. Lossens, die etwa der Unterkoblenzstufe gleichstehen, sind in hercynischer, d. h. böhmischer Facies ausgebildet, während noch tiefere Stufen des rheinischen Unterdevons bisher im Harz nicht bekannt geworden sind.

[1]) M. Koch, Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung im Unterharz. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1897, Verh. S. 17.

Gehen wir noch weiter nach Osten, so sehen wir, daß im thüringisch-sächsischen Schiefergebirge auch die Oberkoblenzschichten rheinischer Facies fehlen. Hier transgredieren mitteldevonische Tentaculitenschichten über verschiedenalterige Silurstufen.

Es ergibt sich daraus folgendes:

Am Rhein ist das gesamte Unterdevon in rheinischer Facies ausgebildet. Am Ostrand des rheinischen Schiefergebirges, in der Gegend von Marburg, kommen Schichten vom Alter der ganzen Koblenzstufe in hercynischer und rheinischer Facies nebeneinander vor. Im Kellerwald herrscht das hercynische Element bereits vor, dort finden sich nur noch die Unterkoblenzschichten in rheinischer Facies, bis diese schließlich am Harz erst zur Oberkoblenzzeit zur Entwicklung gelangt.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

1. Die Michelbacher Schichten des Kellerwaldes gehören der Unterkoblenzstufe an.

2. Sie bilden das am weitesten östlich gelegene der bisher bekannten Vorkommen dieses Alters in rheinischer Facies.

3. Von den etwa 100 bestimmten Arten sind die meisten schon aus den Unterkoblenzschichten bekannt. Nur für 11 Formen mußten neue Artnamen aufgestellt werden.

4. Die überaus schwierigen Lagerungsverhältnisse konnten nicht geklärt werden. Dagegen wurde dargelegt, daß die Annahme einer Transgressionsdiskordanz zwischen hercynischem Unterdevon und Michelbacher Schichten sehr unwahrscheinlich ist. Viel wahrscheinlicher ist, daß die im wesentlichen gleichalterigen Ablagerungen verschiedener Facies erst durch nachträgliche tektonische Vorgänge in unmittelbare Berührung miteinander gebracht worden sind.

Berlin, den 4. März 1913.

Zur Mechanik der Osningbildung bei Bielefeld.

Von Herrn **Erich Meyer** in Berlin.

Mit 1 Figur.

Meine Kartierung des Osnings zwischen Bielefeld und Halle i. W.[1]) hat neuerdings durch die Arbeit von BURRE[2]) eine interessante Fortsetzung nach SO. erhalten.

BURRE konnte im ganzen dieselben Schichten nachweisen, die auch in meinem Gebiete vorkommen, in mehrerer Hinsicht aber auch die Verhältnisse weiter klären.

Über stratigraphische Einzelheiten.

Ganz besonders zu begrüßen sind die Angaben, die er über den Malm macht, weil diese Schichten im gesamten Gebiet des Osnings ziemlich schlecht aufgeschlossen sind und ihre Ausbildung, Zugehörigkeit und Lagerung hier vielfach noch recht unklar ist. Die Ausbildung variiert offenbar zum Teil schon auf kurze Erstreckung hin, und die verschiedenen Autoren widersprechen sich bei der Armut an charakteristischen Versteinerungen vielfach in der Auffassung.

In meinem Aufnahmegebiete waren besonders die höheren Stufen des Malms so außerordentlich schlecht aufgeschlossen, daß ich danach nicht über die BURRE'schen und STILLE'schen Angaben, die Schichtlücken und die Transgression des Serpulits be-

[1]) E. MEYER, Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Werther. Dieses Jahrbuch für 1903. S. 349—380 u. Taf. 16.

[2]) O. BURRE, Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Örlinghausen. Dieses Jahrbuch für 1911. Tl. I. S. 306—343.

treffen, urteilen kann. Die Gigasschichten wurden bei mir nicht durch eine eindeutige Fauna nachgewiesen, das Vorhandensein von Münder Mergeln ist nur vermutungsweise aus den bei Kirchdornberg aus einem alten Stollen ausgeworfenen Gipsen und der Rotfärbung einiger Tone gefolgert, die ja aber auch in anderen Malmgesteinen auftritt. Das Serpulitgestein selbst war nur an 1—2 Stellen in ganz kleinen Partieen aufgeschlossen und enthielt hier nicht einmal Serpeln.

Weiterhin nach NW., bei Iburg, ist die Stratigraphie und Lagerung des Malms beinahe noch dunkler und ungeklärter. So kann man denn in diesen Gebieten keineswegs so sichere erdgeschichtliche Schlüsse ziehen, wie dies Burre bei seinen verhältnismäßig guten Aufschlüssen möglich war.

Ähnlich ist es mit den roten Mergeln im Gebiet des Mittleren Muschelkalks, die bei mir nirgends aufgeschlossen waren, und die ich auf eine Angabe von Herrn Dr. med. Landwehr, Bielefeld, hin damals vermutungsweise dem Mittleren Muschelkalk selbst zuteilte, da sie im Querpaß von Bielefeld scheinbar normal der Schichtenfolge eingelagert sein sollten.

Burre konnte nun sehr wahrscheinlich machen, daß sie einem Keupereinbruch angehören, weil sie bei ihm in einem nachweisbaren, der »Haßbergzone« angehörigen Störungsgebiet liegen. Damals erschien mir für mein Gebiet die Annahme eines solchen Grabeneinbruchs weniger wahrscheinlich, weil der Graben auch die mächtigen starren Schichten des Wellenkalks hätte durchsetzen müssen, und weil man damals noch nicht wußte, daß die untere Trias eine verhältnismäßig nur dünne, teilweise über weiche Juraschichten überschobene Scholle darstelle, in der man solche Brüche eher vermuten kann.

Der Bau des Osnings.

Nach diesen Bemerkungen über stratigraphische Einzelheiten möchte ich auf einige durchgehende Züge im Aufbau des Gebirges eingehen, die aus dem jetzt vollständig vorliegenden Kartenbilde für das Gebiet zwischen Örlinghausen und Halle i. W. deutlich ables-

bar und deshalb interessant sind, weil sie einen Rückschluß auf die Mechanik des Gebirgsbildungs-Vorganges bis ins Detail erlauben, wie er nur selten möglich ist.

Legt man die der Burre'schen Arbeit und meiner eigenen beigegebenen Karten im Maßstabe 1:50000 aneinander (vergl. Übersichtsskizze S. 619!), so erkennt man, daß — unbeschadet kleinerer Unregelmäßigkeiten — ein organischer Zusammenhang des Gebirges über den Querbruch von Bielefeld hinweg besteht, der sich im ungebrochenen Kurvenverlauf der Formationsgrenzen und Höhenzüge äußert. Erst die einheitliche Betrachtung des Gesamtaufnahmegebiets zwischen Örlinghausen und Halle, sowie darüber hinaus nach NW.[1]) kann diejenige Gesetzmäßigkeit anschaulich machen, auf die ich hier hinweisen will.

Der Bau ist hier nach Stille, Burre und mir in großen Zügen der folgende:

Die stärkste sattelartige Heraushebung des Gebirges erfolgt an der sog. »Osningachse«, einer Längsstörung, die im allgemeinen Trias (im NO.) gegen Jurabildungen (im SW.) legt, wobei neuerdings von Stille[2]) und Burre[3]) südöstlich von Bielefeld nachgewiesen werden konnte, daß die Trias in Form einer recht flachen Scholle in Burre's Aufnahmegebiet wohl über Jura[3]), bei Wistinghausen nach Stille[2]) sogar über die Plänerformation überschoben ist.

Die Trias bildet also im allgemeinen im NO. eine horstartige, zum Teil über die abgesunkenen Schichten im SW. überschobene Scholle von nordnordöstlichem Einfallen.

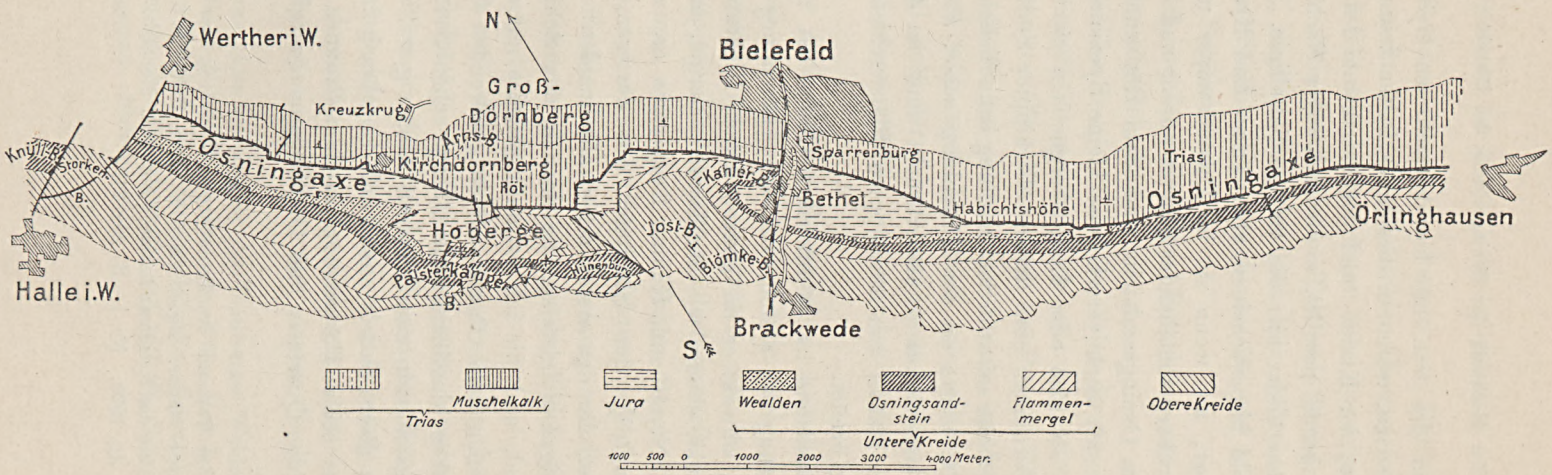
Im SW. ist an der Osningachse das Schichtpaket der Jura- und Kreideschichten um eine Sprunghöhe bis zu etwa 1000 m abgesunken, wobei da, wo der Betrag der Verwerfung erheblich ist, die Schichten meist bis zur völligen Überkippung zurückgefaltet wurden.

---

[1]) Über das Gebiet bei Borgholzhausen liegt eine geologische Kartierungsarbeit von Herrn Bergreferendar von den Brinken 1909 vor.

[2]) Stille, Der Mechanismus der Osningfaltung. Dieses Jahrbuch für 1910. Tl. I. S. 367 ff.

[3]) Burre, l. c. S. 336.



Anmerkung: Durch ein Versehen ist die kleine Mulde unter den Buchstaben ob des Wortes Hoberge, die tatsächlich aus Oberer Kreide besteht, als Osningsandstein dargestellt worden.

An den Enden des von mir hier betrachteten Gebietes, bei Halle und Örlinghausen, treten in diesem Verhalten keine weiteren Komplikationen ein, der Kreide- und der Triaskamm des Gebirges verlaufen hier demgemäß parallel, in ziemlich enger Nachbarschaft, und die Osningachse bildet hier die einzige Sattellinie.

Gegen Bielefeld hin erscheinen aber Trias- und Kreidekamm auseinandergedrängt, als wenn sie im Palsterkamper und Arns-Berge bei Kirchdornberg voneinander gezerrt wären, und es schiebt sich zwischen dem Osningsandstein und dem Röt zunächst bei Hoberge eine in sich noch verschobene kleine Spezialmulde von Turon, dann im »Kahlen oder Lauchsberge« ein zweiter Sattel aus Kreide und Cornbrash ein, dessen überkippter Südflügel die Turonmulde und den hier selbst in Sattelstellung befindlichen Neocom-Gault-Kamm des Gebirges an der Hünenburg schief abschneidet, indem er den Sandsteinkamm niederdrückt und im Jost- und Blömkeberg einen Mantel von überkippten Plänerschichten rücklings darüber weg breitet.

Der Osningsandstein im Burre'schen Gebiet ist nun nicht etwa eine Fortsetzung des ersten, bei der Hünenburg untertauchenden Kammes, obwohl er im ganzen dessen Richtung einhält, sondern er schwenkt, ebenso wie der Flammenmergel, mit leichter Krümmung nach N. ab zum Kahlen Berge, wo er, wie schon Landwehr erkannte[1]), den Südflügel des dortigen zweiten Kreidesattels bildet, der den ersten schief abschneidet. Die fossilleeren eisenschüssigen Sandsteine, die dort an den Schießständen aufgeschlossen sind, und die ich vermutungsweise mit einem von Stille beschriebenen zum Oberen Albien gehörenden Gaultsandstein von Altenbeken identifiziert hatte, hat ja schon Stille später als oberen Osningsandstein zum Unteren Albien gestellt[2]).

Der im Kern dieses Sattels anstehende Cornbrash findet ebenfalls ungezwungen seine Fortsetzung in dem Braunen Jura jenseits des Bielefelder Quertales bei Gadderbaum (vergl. ebenfalls Landwehr, l. c.).

[1]) Landwehr, Zur Tektonik des Teutoburger Waldes in der Gegend von Bielefeld. Ravensberger Blätter. Jg. 6. Nr. 12. Dez. 1906. S. 6 ff.

[2]) Stille, Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens. Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 61. Jg. 1909. Nr. 1. S. 20—21.

Der Kreidenordflügel des Sattels vom Kahlen Berge setzt sich allerdings nicht über das Bielefelder Quertal fort. Da sich der Sattel nach SO. hin hebt, nehmen hier Juraschichten seine ganze Breite ein. Wie Burre, zum Teil auf Grund einer Arbeit von Wetzel[1]), angibt, bildet der Jura hier mehrere verschieden stark abgesunkene Staffeln, und sowohl der Dogger wie der Lias zeigen je für sich Sattelstellung.

Im NO. werden alle diese Schichten von dem Röt an der Osningachse abgeschnitten.

Am Kahlen Berge schien die Trias direkt an den Nordflügel des Kreidesattels zu stoßen, doch war hier alles unter Flammenmergelschutt verhüllt. Neuerdings hat Puls[2]), Bielefeld, auf Grund von Aufschlüssen an einer neuen Straße im Johannistal nachgewiesen, daß sich auch hier noch wie weiter nordwestlich Tone und Mergel wohl der Juraformation in steiler Stellung zwischen der verschiedene Stufen umfassenden Trias und Kreide einklemmen.

Weiter nach SO. im Burre'schen Aufnahmegebiet hebt sich nun offenbar der N.-Flügel des Sattels mehr und mehr heraus, das Juragebiet wird immer schmäler, und bei Habichtshöhe ist das Normalprofil des Osnings wiederhergestellt.

Geht man umgekehrt vom Kahlen Berge nach NW., so bemerkt man, wie der zur Gebirgsrichtung schiefe Stoß dieser Aufsattelung offenbar noch eine Einwirkung auf die nördliche Randkette hat, indem er den ausspringenden Knick des Arnsberges bei Gr. Dornberg veranlaßt.

Suchen wir nun in dem besprochenen Gebiet uns Klarheit über die Hauptzüge des Gebirgsbaues zu verschaffen, so müssen wir neben der in den weichen Tonen des Röt und Lias verlaufenden Osningachse — die deshalb in einer wenig charakteristischen Linie dem Gesamtstreichen des Gebirges folgt — vor allen Dingen das Verhalten der mächtigen und starren Bank des Osningsand-

[1]) Wetzel, Lias und Dogger des Teutoburger Waldes südlich von Bielefeld. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal. Jg. 1909. Heft 5. S. 137—142.

[2]) Puls, Bielefeld, Über einen geologischen Aufschluß im Johannistal bei Bielefeld. Bericht über die Jahre 1909 und 1910 des Naturw. Vereins für Bielefeld und Umgegend. Bielefeld 1911.

steins beachten, deren Heraushebung die Mechanik der Gebirgsbildung am klarsten zum Ausdruck bringt.

Gehen wir von SO., von Örlinghausen, aus, so bemerken wir, daß der Sandsteinzug zunächst ein Stück der Gebirgsrichtung folgt, dann, mit einer Tendenz zur Sattelbildung, im Bogen nach N. ablenkt und Unregelmäßigkeiten bedingt, die das Gebirge schräg durchsetzen.

In der Fortsetzung seines ursprünglichen Verlaufs (an der Hünenburg) hebt sich ein neuer Sandsteinzug (zunächst in Sattelstellung) heraus, der vom Palsterkamper Berge an wiederum nach N. abbiegt, ohne daß das Gebirge ihm folgt, und am Halleschen Quertal abbricht.

Jenseits der Halleschen Störung springt die Fortsetzung des Sandsteinkamms wieder ein beträchtliches Stück nach S. aus, setzt im Knüllberg neu ein, so daß hier Osningsandstein in der Fortsetzung des Cenomans liegt, und folgt nun — wie die erwähnte Arbeit von Herrn von den Brinken zeigt[1]) — der Gebirgsrichtung.

Die hier konstatierte Tendenz des sprödesten Schichtengebildes aus dem allgemeinen ostsüdost-westnordwestlichen Gebirgsstreichen immer wieder gegen N. hin auszuweichen, ohne daß sich das ganze Gebirge darum verschöbe, dürfte aber nicht auf das hier in erster Linie betrachtete Gebiet beschränkt sein, sondern scheint sich in den von Stille[2]) dargestellten Verhältnissen bei Warentrup und an der Grotenburg zu wiederholen, besonders die Kartenskizze von Warentrup erinnert mich lebhaft an das Bild, das der Kahle Berg bietet.

Eine Erklärung dieses anscheinend gesetzmäßigen Verhaltens wird man in Spannungen suchen müssen, die nicht genau senkrecht zum Osningabbruch, sondern schief zu ihm wirkten und so ein immer wiederholtes Ausbiegen gerade der starrsten Formationsglieder aus der Hauptgebirgsrichtung zur Folge hatten.

Hätte die Gebirgsbildung nur in einer vertikalen Bewegung

[1]) Referendararbeit 1909, als Manuskript in der Kgl. Geolog. Landesanstalt.

[2]) Stille, Der Mechanismus der Osning-Faltung. Dieses Jahrbuch für 1910. Tl. 1. Heft 2. Textfigur 2 u. 4. S. 366 u. 372.

bestanden, so wären solche Spannungen nicht denkbar, aber schon die Überschiebung der Trias zeigt, daß auch tangentiale Tendenzen bestanden.

Ich möchte die Ursache hierfür in dem Umbiegen des Teutoburger Waldes bei Horn suchen, das bei der Sattelstellung der Schichten Spannungen im Gefolge haben mußte, denen die Schichten nicht folgen konnten, ohne daß Aufwölbungen und Einsenkungen schief zur Achse, Quersprünge und tangentiale Verschiebungen erfolgten.

Wenn man z. B. ein Paket aus Papierblättern annähernd so zu falten sucht, wie es der Lagerung der Schichten im Teutoburger Walde entspricht, so wird man bemerken, daß ähnliche Zerrungen entstehen, die eventuell auch zu einer Unterschiebung der SW.-Scholle führen können.

Daß sich die Tendenz der Osningrichtung nach SO. auch über Horn hinaus noch bemerkbar macht, sagt schon Stille. Daß eine entsprechende Wirkung auch das Egge-Gebirge in seiner nördlichen Verlängerung ausüben muß, ist wahrscheinlich und scheint sich auch in gewissen tektonischen Linien (Liasgräben in Triasaufbrüchen) zu kennzeichnen.

Um nicht mißverstanden zu werden, möchte ich noch einmal betonen, daß ich die hier besprochenen Faltungsvorgänge nur für eine mehr nebensächliche Erscheinung in dem gesamten tektonischen Vorgang halte.

Der Hauptvorgang, der auch die Gebirgsrichtung im ganzen bestimmt, besteht in dem Absinken des SW.-Flügels an der Osningachse. Damit verbunden sind aber horizontale Spannungen, die eine aus der Osningrichtung immer wieder ausbiegende Auffaltung der Kreide- und zum Teil der Juraschichten im Gefolge hatten.

Daß das Ausspringen des Osningsandsteinkammes nicht durch nachträgliche seitliche Verschiebung eines ursprünglich fortlaufenden Zuges bewirkt ist, zeigt die Anordnung der übrigen Schichten und das ungestörte Fortlaufen der gesamten Gebirgszone.

Die Abbrüche sind vielmehr in der Art erfolgt, daß beim Abbiegen der Hebungslinie aus der Sattelrichtung die in Hebung

befindliche Zone der Aufsattelung in ihrer Fortsetzung im NW. auf eine Einmuldungszone von sinkender Tendenz stieß (z. B. zwischen Hünenburg und dem Kahlen Berge).

Wenn die Spannung zu groß wurde, und ein Ausweichen nicht mehr möglich war, erfolgte ein Querbruch, an dem die Spannung sich durch eine vertikale Bewegung auslöste. Die seiger stehenden Schichten laufen über einen solchen Querbruch scheinbar ungestört hinweg, während die flach gelagerten mehr oder weniger starke Verschiebungen zeigen.

Mir scheint es, als wäre auch das Bielefelder Quertal selbst in ähnlicher Weise entstanden. Mestwerdt hat darauf aufmerksam gemacht[1]), daß es nicht durch eine Querverschiebung entstanden sein kann; die steil gestellten Kreideschichten laufen scheinbar ganz ungestört darüber weg, und es ist klar, daß sich der Aufstau der Schichten zunächst beiderseits in organischem Zusammenhange vollzog. Endlich aber wurde die Spannung zu stark, und es erfolgte ein sprungartiger Bruch, der zu der starken Zertrümmerung der Schichten führte, die Landwehr[2]) und Burre[3]) erwähnen, in diesem Falle wohl, ohne starke vertikale Verschiebungen im Bielefelder Tale selbst im Gefolge zu haben, weil die Hauptvertikalverschiebung weiter nordwestlich zwischen Lauchsberg und Hünenburg gelegen ist.

Es haben sich mir Betrachtungen dieser Art schon vor elf Jahren bei der Kartierung aufgedrängt, als ich die Verschiebung des Zuges der Osningsandsteine bei Halle erkannte, der Vergleich meiner Karte mit der von Burre hat mich jetzt soweit in dieser Auffassung bestärkt, daß ich sie zur weiteren Nachprüfung bei späteren Aufnahmen der Öffentlichkeit übergeben möchte.

---

[1]) Mestwerdt, Über Grundwasserverhältnisse in dem Bielefelder Quertale des Teutoburger Waldes. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 64. 1912. S. 246.

[2]) Landwehr, Zur Tektonik des Teutoburger Waldes in der Gegend von Bielefeld l. c. und: Die Ammonitenzonen des Südflügels der Herforder Liasmulde in der Gegend des Bielefelder Tales. Ravensb. Blätter 1908.

[3]) Burre, l. c. S. 340 u. 341.

Berlin, den 8. Mai 1913.

Über die Zeit der Heraushebung des Harzes.

Von Herrn **O. v. Linstow** in Berlin.

Mit 3 Textfiguren.

Neuere Untersuchungen von SCHROEDER und BOEHM haben ergeben[1]), daß der Harz schon gegen Ende der Kreideperiode teilweise aus dem Meere aufragte. Dafür spricht die Tatsache, daß in gewissen Kreideschichten am Nordrande des Harzes Gerölle von Kieselschiefern, Quarziten und Tonschiefern, seltener von Grauwacken, Grauwackenschiefern, Gangquarzen und grobkrystallinen Kalken enthalten sind, die nur aus dem Harze stammen können. Das geht daraus hervor, daß diese Stücke wenig oder garnicht abgerollt und auf den nördlichen Harzrand beschränkt sind.

Das Alter der Kreideschichten ist mit Sicherheit festgestellt, es handelt sich z. B. bei dem Trümmersandstein des Austberges bei Benzingerode, in dem die Gerölle massenhaft auftreten, um Quadratenkreide, auch alle übrigen Vorkommen gehören diesem Horizonte an (Trümmerkalke des Ilsenburgmergels).

Ob der vereinzelt gebliebene Fund einer stark abgerollten, wohl devonischen Einzelkoralle[2]) aus dem Salzbergmergel von Quedlinburg auf eine bereits zur Zeit des Emschers erfolgte Heraushebung gewisser Harzteile hindeutet, ist unsicher.

[1]) H. SCHROEDER und J. BOEHM, Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde. Abh. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. Heft 56. Berlin 1909.

[2]) G. BRANDES, Einige Bemerkungen über Trümmergesteine im mittleren und oberen Untersenon der Aufrichtungszone des nördlichen Harzrandes. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 54, 1902, Prot. S. 45.

Die geographische Verbreitung, innerhalb deren sich diese Harzgerölle in der Kreide finden, ist erheblich. Es sind dieses von Osten nach Westen folgende Fundpunkte:

Fohlenstall bei Thale (Brandes, a. a. O., S. 24 ff.; wohl Quadratenkreide),
Hellbach, nordöstlich von Benzingerode,
Austberg bei Benzingerode,
Burgberg bei Wernigerode,
Galgenberg bei Wernigerode,
Klosterberg bei Drübeck,
Hahnberg bei Drübeck,
Mainshorn bei Ilsenburg,
Wienberg bei Ilsenburg,
Burgberg bei Stapelburg,
Wulfborn bei Stapelburg.

Westlich von Eckerkrug, in der Nähe der Hasselburg, liegt der westlichste Punkt, an dem diese Harzgerölle beobachtet worden sind.

Die ganze Ausdehnung dieses Vorkommens umfaßt mithin eine Länge von etwa 30 km, in der diese Gerölle bekannt geworden sind.

Nun läßt sich aber noch zeigen, wie weit nach dem Harzinnern zu die damalige Insel im Kreidemeer bestanden hat. Betrachtet man nämlich die oben ausführlich angegebene petrographische Zusammensetzung der Harzgerölle, so sieht man, daß Granite vollkommen fehlen. Das fällt um so mehr auf, als der westliche Teil des Hinterlandes jener Geröllvorkommen in erheblicher Verbreitung von dem Brockengranit eingenommen wird, der heute das zwischen ihm und der Geröllzone befindliche Silurgebiet von Harzburg-Ilsenburg-Wernigerode ganz bedeutend überragt. Wir müssen demnach aus dem Fehlen der Granitgerölle schließen, daß zur Quadratenzeit der Brockengranit als orographische Erhebung noch nicht bestanden hat. Die Breite der Silurzone beträgt aber in der Gegend von Ilsenburg nur etwa $^5/_4$—$2^1/_2$ km, sodaß die Insel im Quadratenmeer bei einer Länge von etwa 30 km nur eine Breite von höchstens $2^1/_2$ km besaß.

Ein gewichtiger Einwand bei dem Fehlen von granitischem Material muß noch gestreift werden. Man kann einwenden, daß doch das Brockenmassiv als orographische Erhebung bereits weit über dem Meere hervorgeragt habe, daß aber dieser postculmische Granit noch völlig von mesozoischen Schichten, insonderheit von Zechstein und Trias, bedeckt gewesen sei. Darauf ist zu erwidern, daß der wichtige Aufschluß vom Austberge bei Benzingerode nach den sorgfältigen Untersuchungen von Schroeder und Boehm kein Material von Zechstein und Trias enthielt, dagegen massenhaft hercynische Gerölle. Daraus dürfte hervorgehen, daß wenigstens an dieser Stelle das Palaeozoicum bereits durch seine mesozoische Decke hindurchragte, daß mithin die tiefer gelegene, zumeist aus Silur bestehende Zone zwischen Brockenmassiv und Vorland schon völlig frei war von einer Zechstein- oder Triasdecke.

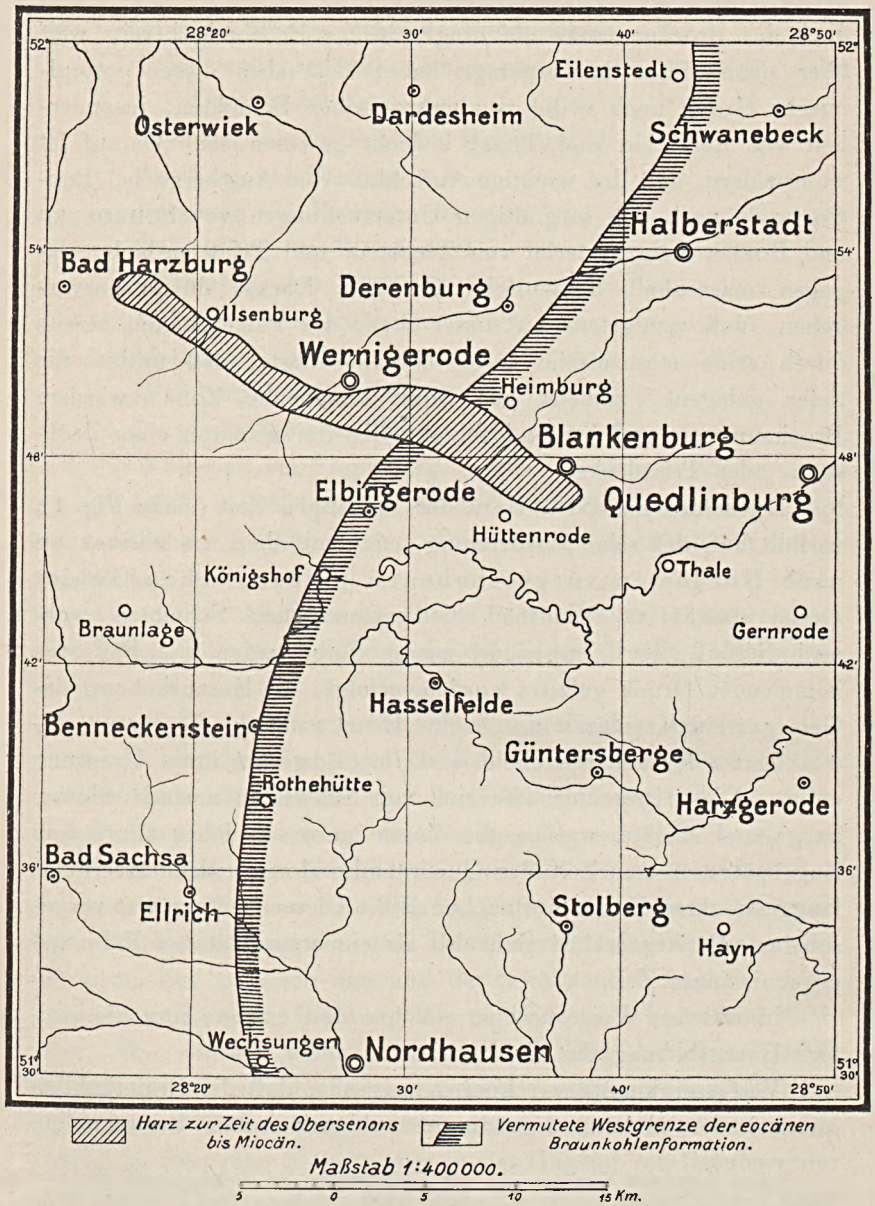
Betrachtet man den Harz der damaligen Zeit (siehe Fig. 1), so fällt auf, daß seine Ausdehnung genau mit dem am weitesten nach Nordosten vorgeschobenen paläozoischen Gebiet zusammenfällt. Während die paläozoischen Schichten wohl nach Schluß der Culmperiode zuerst durch einen von Südosten kommenden Druck gefaltet wurden, erfolgte die Heraushebung des Gebirges zur Kreidezeit durch eine Druckwirkung, die etwa rechtwinklig zu der ersteren stand und im Südwesten ihren Ursprung nahm. Diese Pressung, die sich von Südwesten nach Nordosten zu geltend machte, war es, die diesen im wesentlichen silurischen Zug spätestens zur Zeit der Quadratenkreide aus dem Meere als langgestreckten Kamm auftauchen ließ. Dieser heute etwas vorgeschobene Rücken erklärt sich also als ein erstes, ältestes Faltungsergebnis jener Zeit.

In welcher Weise und zu welcher Zeit erfolgte nun die weitere Heraushebung des Gebirges?

Verfasser konnte vor kurzem zeigen[1]), daß die Braunkohlenquarzite der älteren, sogenannten subhercynischen Braunkohlen-

[1]) Das Alter der Knollensteine von Finkenwalde bei Stettin sowie die Verbreitung dieser Bildungen in Nord- und Ostdeutschland. Dieses Jahrbuch für 1911, II, S. 245–259.

Figur 1.


28°20'
30'
40'
28°50'
52°
54'
48'
42'
36'
51°30'
Eilenstedt
Dardesheim
Osterwiek
Schwanebeck
Halberstadt
Bad Harzburg
Derenburg
Ilsenburg
Wernigerode
Heimburg
Blankenburg
Elbingerode
Quedlinburg
Hüttenrode
Königshof
Thale
Braunlage
Gernrode
Hasselfelde
Benneckenstein
Güntersberge
Rothehütte
Harzgerode
Bad Sachsa
Ellrich
Stolberg
Hayn
Wechsungen
Nordhausen
Harz zur Zeit des Obersenons bis Miocän.
Vermutete Westgrenze der eocänen Braunkohlenformation.
Maßstab 1:400000.
5 0 5 10 15 Km.

formation von Osten her weit in den Harz vordringen. Sie sind heute noch mehr oder weniger zahlreich im ganzen östlichen Harze verbreitet. An manchen Stellen (Elbingerode) finden sich auch noch andere tertiäre Bildungen[1]), wie weiße, glimmerhaltige Sande, weiße Tone und unreine Braunkohlen, die sich nur deswegen auf dem Plateau des Harzes bis heute haben erhalten können, weil sie in Schlotten und Spalten des dortigen Kalkgebirges (Oberdevon) abgesetzt sind. Daß es sich bei diesen Knollensteinen nicht um Geschiebe, wie man früher annahm, handelt, ist sicher, es sind Denudationsreste der älteren Braunkohlenformation, die sich wegen ihrer großen Härte und Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärilien erhalten konnten. Auch zeigte Gehne[2]), daß die nordischen Geschiebe längst nicht so weit nach Westen auf den Harz hinaufreichen wie die Knollensteine.

Der geologischen Stellung nach war diese ältere Braunkohlenformation schon früher vom Verfasser wiederholt als Eocän angesprochen[3]); neuere Funde von Pflanzen (schriftliche Mitteilung des Herrn P. Menzel-Dresden) und von Wirbeltieren[4]) haben ergeben, daß diese Ablagerung in der Tat dieser Formation zuzurechnen ist.

Überblickt man die beigefügte kleine Skizze (Fig. 2), so sieht man, daß sich die Grenze der vormaligen älteren Braunkohlenformation bis über Elbingerode westwärts erstreckte. Mindestens bis dahin muß also das gesamte Gebiet des Harzes zur Eocänzeit von gewaltigen Sümpfen und Torfbildungen erfüllt gewesen sein, in denen sich allmählich das Material für die ältere Braunkohlenformation ansammelte. Dieses gesamte Gebiet kann daher zu jener Zeit noch nicht als eine das Vorland weit überragende orographische Erhebung bestanden haben, sondern es muß zwar Fest-

[1]) K. A. Lossen, Über die fraglichen Tertiärablagerungen im Gebiet der Elbingeroder Mulde usw. Schr. d. Naturwiss. Ver. d. Harzes. 6. Bd. Wernigerode 1881.

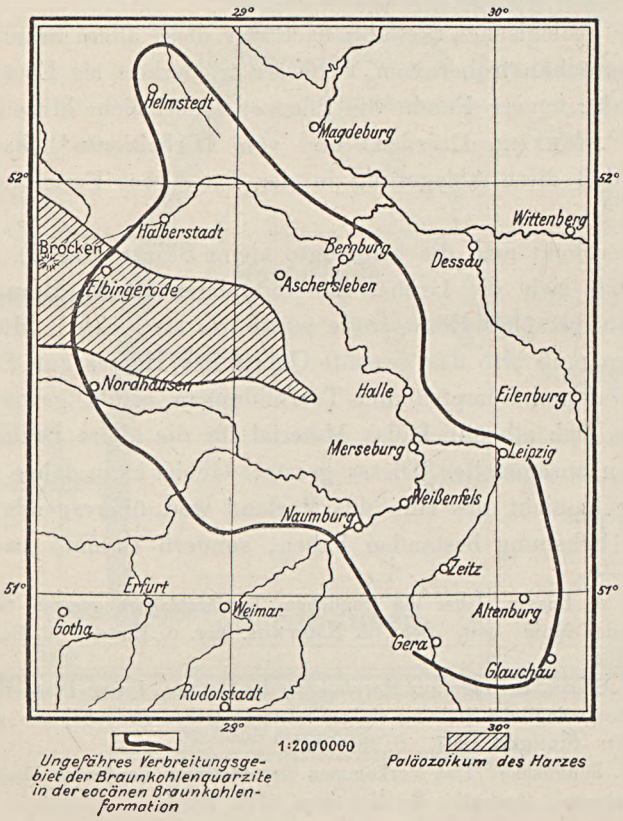
[2]) H. Gehne, Beiträge zur Morphologie des Harzes. Inaug.-Diss. Halle 1911.

[3]) Die geologische Stellung einiger mitteldeutschen Braunkohlen. v. Koenen-Festschrift. Stuttgart 1907. S. 28—50.

[4]) H. Schroeder, Das Vorkommen der Gattung *Lophiodon* in der Braunkohle Sachsens. Centralbl. für Min. usw. 1913, Nr. 11.

land, aber mit Ausnahme des zur Quadratenzeit aufgefalteten langgestreckten Kammes ohne nennenswerten gebirgsartigen Charakter gewesen sein. Fraglich ist, ob die geographische Anordnung der Braunkohlenquarzite im Ostharz auf eine frühere Verbreitung der älteren Braunkohlenformation hinweist, wie wir sie in den großen Mulden von Aschersleben, Egeln und Helmstedt sehen, d. h., ob es einzelne, in hercynischer Richtung liegende getrennte Becken und Mulden gewesen sind, oder ob damals das gesamte Gebiet fast lückenlos von einer einzigen Sumpf- und Moorbildung eingenommen war, wie wir dieses aus der heutigen Verbreitung der gleichaltrigen Braunkohlenformation östlich von Köthen in Anhalt schließen.

Figur 2.



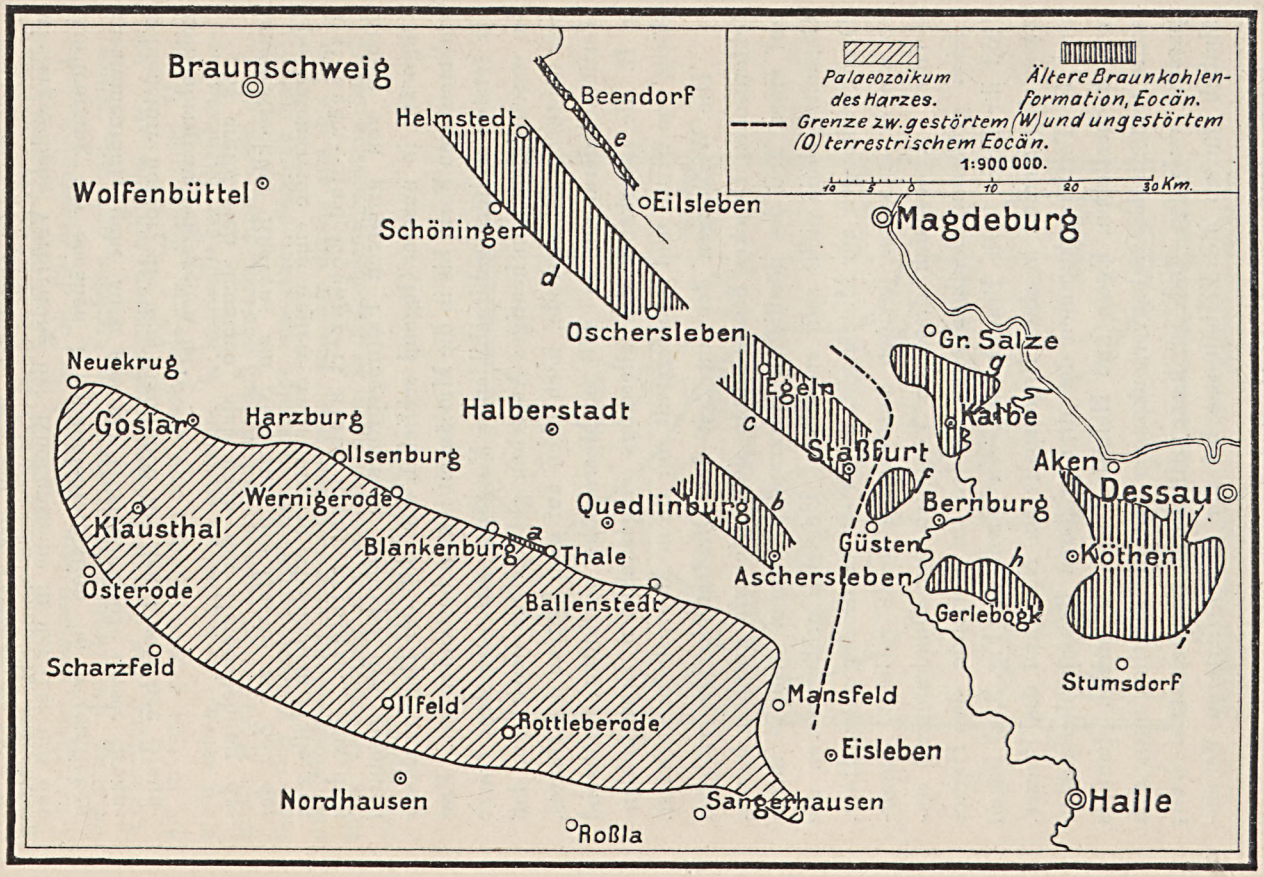
Daß die oben angeführte und auf der Kartenskizze (Fig. 2) wiedergegebene Verbreitung der Knollensteine in der Tat mit der Ausdehnung der eocänen Braunkohlenformation im wesentlichen zusammenfällt, geht auch aus der Übersichtskarte dieser Braunkohlenstufe hervor, die dem Handbuch für den Deutschen Braunkohlenbergbau beigegeben ist[1]).

Es ergibt sich demnach, daß nach der Heraushebung des langgestreckten Rückens am Nordrand des Harzes zur Zeit der Quadratenkreide eine weitere Auffaltung in erheblichem Maße zur Paleocän- und Eocänzeit nicht mehr erfolgte. Aus dem Fehlen von größeren Faltungsprozessen während des gesamten Oligocäns in unserer Gegend schließen wir, daß der Harz in dieser rudimentären Form bis in die Miocänzeit hinein bestanden hat. Erst da setzten weitere gebirgsbildende Vorgänge ein, die dem Harze im wesentlichen sein heutiges Aussehen gaben. Sie bewirkten, daß wir heute bei Elbingerode, hoch oben auf dem Plateau des Harzes, Tertiärablagerungen in 470 m Meereshöhe vorfinden, während z. B. die Oberkante des allerdings eingesunkenen Braunkohlenflözes von Frose und Nachterstedt nur 88 m Meereshöhe aufweist.

Die Wirkungen des zur Zeit der Quadratenkreide erfolgten tektonischen Druckes beschränkten sich, wie wir gesehen haben, auf einen Teil des nördlichen Harzrandes, waren also in ihrem Gesamtergebnis nicht sehr erheblich. Ungleich größer waren die Druckwirkungen zur Miocänzeit, durch sie wurde der ganze Harz, so wie er in seiner jetzigen Ausdehnung heute vorliegt, emporgefaltet. Aber auch diese im Vergleich zur Quadratenzeit ungleich größeren Erscheinungen fanden im Vorlande des Harzes bald ihr Ende. Die Braunkohlen von Wienrode (Fig. 3, a) liegen zwar eingeklemmt in einer Bruchspalte am Nordrand des Harzes, und die Tertiärvorkommen der drei größeren Braunkohlenmulden von Aschersleben, Egeln und Helmstedt (b, c, d) stellen ebenfalls echte tektonische Grabenversenkungen dar, die sämtlich unter sich parallel verlaufen und in hercynischem Sinne streichen; ähnlich dürften die Verhältnisse bei der komplizierteren Versen-

[1]) Herausgegeben von G. Klein. II. Aufl. Halle 1913.

Figur 3.


Braunschweig
Beendorf
Helmstedt
e
Wolfenbüttel
Eilsleben
Magdeburg
Schöningen
d
Oschersleben
Gr. Salze
g
Neuekrug
Egeln
Goslar
Harzburg
Halberstadt
c
Calbe
Ilsenburg
Staßfurt
Aken
Dessau
Wernigerode
Quedlinburg
b
Bernburg
Klausthal
Blankenburg
a
Thale
Güsten
Köthen
h
Osterode
Aschersleben
Gerlebogk
Ballenstedt
Scharzfeld
Stumsdorf
Ilfeld
Mansfeld
Rottleberode
Eisleben
Nordhausen
Sangerhausen
Halle
Roßla
Palaeozoikum des Harzes.
Ältere Braunkohlenformation, Eocän.
Grenze zw. gestörtem (W) und ungestörtem (O) terrestrischem Eocän.
1:900 000.
10 5 0 10 20 30 Km.

kung und Überschiebung des Allertalgrabens (e) liegen. Aber ebenso sicher ist es auch, daß nach den Untersuchungen des Verfassers das große Tertiärvorkommen von Köthen-Dessau (i) nicht von Verwerfungen seitlich begrenzt wird. Das Gleiche gilt nach Ziervogel[1]) für das Becken von Preußlitz (h) sowie nach gütiger Mitteilung des Herrn Keilhack von den gleichaltrigen Braunkohlen von Rathmannsdorf und Kalbe (f, g). Auf diese Weise erhalten wir eine recht scharfe Grenze zwischen zwei Gebieten (s. Fig. 3), von denen das eine durch denselben Druck beeinflußt ist, durch den der Harz im wesentlichen seine heutige Gestalt erhielt, während in dem anderen, fast unmittelbar anstoßenden derartige tektonische Vorgänge nicht vorhanden sind.

Unnötig ist es hervorzuheben, daß auch während jener langen Periode, in der der oben erwähnte Kamm am Nordrande des Harzes als einzige Erhebung bestand, tektonische Bewegungen von erheblicher Ausdehnung stattfanden. Es waren dieses aber im Gegensatz zu den Faltungsprozessen zur Zeit der Quadratenkreide und in der Miocänzeit gewaltige flächenhafte Bodensenkungen, die den drei Meeren der Oligocänperiode Zutritt verschafften.

[1]) H. Ziervogel, Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs südwestlich von Cöthen im Herzogtum Anhalt. Dieses Jahrbuch für 1910, I, S. 37—104.

Berlin, den 10. Juni 1913.

Der Granitporphyr von Thal oder Heiligenstein im Thüringer Wald („Porphyr mit geschwänzten Quarzen").

Von Herrn **E. Zimmermann I** in Berlin.

Der Porphyr von Thal oder Heiligenstein ist ein im allgemeinen vollkommen massiges, nach allen Richtungen des Raumes gleichmäßig ausgebildetes Gestein, reich an großen Einsprenglingen von Feldspat und kleineren von Quarz, das aber an vielen, indes gegenüber dem normalen Gestein räumlich immer nur untergeordneten Stellen eine auffällige Parallelstruktur mit wesentlich anders geformten Einsprenglingen derselben Mineralien besitzt. Nachdem zuerst, durch Bornemann aufmerksam gemacht, Lossen 1882 die eigenartige Struktur und Weiss 1884 das Vorkommen selbst beschrieben hatte, ist über die Entstehung der Struktur ein lebhafter Streit unter den Gelehrten entbrannt, indem die einen Forscher (Bornemann, Lossen, Klemm, Weinschenk) sie als eine ursprüngliche Fluidalstruktur erklärten, während andere (Rosenbusch, Futterer) sie als eine nachträgliche, im erstarrten Gestein durch Gebirgsdruck entstandene Erscheinung ansehen. In der Mehrzahl dieser Schriften ist aber ersichtlich die mikroskopische Untersuchung ganz einseitig in den Vordergrund geschoben, der Zusammenhang mit anderen benachbarten geologischen Erscheinungen aber nur ungenügend beachtet worden.

Bei Bearbeitung der geologischen Karte von Blatt Wutha (neuerdings Eisenach-Ost bezeichnet), auf das der genannte Porphyr beschränkt zu sein scheint, wenigstens soweit er diejenigen Eigen-

tümlichkeiten besitzt, durch die er berühmt geworden ist, war ich gezwungen, mich auch mit diesen Verhältnissen zu beschäftigen; dagegen erschien es mir überflüssig, die petrographischen Untersuchungen der ausgezeichneten früheren Bearbeiter des Thaler Porphyrs zu wiederholen.

Die nachfolgende zusammenfassende Darstellung war nun ursprünglich nur dazu bestimmt, den unsern Porphyr betreffenden Abschnitt der Erläuterung zu genanntem Blatt bilden; da sie aber umfangreicher ausfiel, als daß sie dort Platz finden konnte, entschloß ich mich, sie besonders in Druck zu geben, dort aber nur einen kürzeren Auszug zu liefern. Ihrer ursprünglichen Bestimmung gemäß ist sie nun freilich, wie ich mir wohl bewußt bin, wenn ich auch einiges zur Abrundung beigefügt habe, doch weit davon entfernt, eine Monographie zu bilden, aber ich hoffe trotzdem, damit einen Beitrag zu einer vollständigeren Würdigung der für die genetische Erklärung in Betracht kommenden Verhältnisse zu liefern.

Der Thaler Porphyr bildet im Glimmerschiefergebiet des nördlichen Thüringer Waldes einen Gangschwarm, der sich vom Dorfe Thal und dem zugehörigen Gasthofe Heiligenstein aus an der linken und rechten Seite des Erbstroms südwärts zieht und auf letzterer Seite fast den Gipfel des Breitenbergs erreicht. Ähnliche oder gleiche Gesteine trifft man zwar auch noch am Schoßberg und Rögis bei Thal als Gänge im Glimmerschiefer und Thaler Gneis, sowie an der Molchswand und am Hangstein scheinbar als Gänge im Oberrotliegenden (sie dürften hier wohl richtiger als alte Klippen aufzufassen sein, die von dem viel jüngeren Oberrotliegend-Konglomerat eingedeckt wurden); aber an all den letztgenannten Stellen fehlen nach den bisherigen Beobachtungen die »Fluidalerscheinungen«, auf die es hier wesentlich ankommt.

Die einzelnen Gänge, wie man sie bei der Kartierung nach zahlreichen Felsen und nach ihrem losen Schutt verfolgen kann, haben in der Regel ansehnliche Mächtigkeiten (bis 10, ja 20 und mehr Meter) und Längserstreckungen von 50—200 m, ja am Nordabhang des Breitenbergs scheinen einige Gänge im Zusammenhange bis 500 m lang zu sein, soweit man bei den im dichten

Walde nicht immer ausreichenden Aufschlüssen urteilen kann. Sie ziehen sich dabei, wie schon Weiss hervorgehoben, Klemm u. a. aber nicht genügend beachtet hat, meistens so geradlinig an den steilen Bergabhängen um 50, ja wahrscheinlich z. T. um 120—150 m empor, daß man danach nicht zweifeln kann, daß sie als ungefähr senkrechte Mauern, als echte Quergänge, den umgebenden Glimmerschiefer durchsetzen; das gilt z. B. im besonderen auch von dem langen, in einem Steinbruch und zahlreichen Felsklippen aufgeschlossenen, jetzt teilweise recht gut in dem gelichteten Walde beobachtbaren Gang westlich vom Liebchensbrunnen.

An einigen wenigen Stellen ist aber für genau dieselben Gesteine eine ganz andere Lagerungsform aufgeschlossen. So sieht man in dem Steinbruch bei km 11,5 an der Ruhlaer Straße ganz nahe oberhalb des Gasthofs zum Heiligenstein eine scheinbar linsenförmig (mit ziemlich unregelmäßigem Querschnitt) gestaltete, im Querdurchmesser gegen 10 m breite, in der Höhe etwas geringere Masse [1]), die in dem fast horizontal schiefrigen Glimmerschiefer zu schwimmen scheint, und in ihn noch mehrere dicke, kurze, der Schieferung ungefähr parallele Apophysen aussendet; außerdem sind in dem Glimmerschiefer dicht über der oberen, also fast horizontalen Grenzfläche der Hauptmasse noch ein oder zwei nur einige Zentimeter starke Porphyrlagen eingebettet. Klemm beschreibt auch noch einige andere entsprechende Vorkommen, nämlich mit Glimmerschiefer als ziemlich horizontaler Decke. So sah man auch am rechten Ufer des Erbstroms gleich oberhalb der Brauerei vom Gasthof Heiligenstein in einem kleinen Aufschluß eine solche horizontale scheinbare Wechsellagerung von Glimmerschiefer und Porphyr; und man konnte hier Handstücke finden, in denen $^1/_4$—2 cm starke Lagen von Porphyr, die knotig an- und abschwellen und sich sogar in getrennte Knoten und Linsen auflösen können, sich zwischen die Glimmerschieferlagen scheinbar konkordant eindrängen. In diesen Fällen liegen also offenbar injizierte Lagergänge vor, wie zuerst Klemm kräftig

[1]) Abbildungen siehe bei Bornemann 1887 und bei G. Klemm, 1899, Tafel 1, Fig. 1 u. 2.

betont hat. Diese Lagergänge scheinen aber stets nur sehr geringe Ausdehnung, höchstens von wenigen Metern, zu besitzen.

Die einzelnen echten Gänge haben auf der linken Seite des Erbstroms nordwestliche Streichrichtung und quer dazu 50 bis über 300 m gegenseitigen Abstand, auf der rechten Seite im großen ganzen eine nordsüdliche Streichrichtung.

Von Wichtigkeit ist, daß fast alle Gänge von zahllosen, oft sogar dicht geschaarten, glatt ausgebildeten, sehr steilen bis senkrechten, unter sich ziemlich genau parallelen Klüftchen und Rissen durchsetzt sind, die (auf der linken Talseite sicher, auf der rechten wohl auch meist) ebenfalls nordwestlich streichen; sie sind 1 mm bis 5 cm breit und mit Quarzkrystallkrusten (zuweilen auf einer hauchdünnen Unterlage von Mikrovermiculit) überkleidet, die wieder mehr oder minder mit Schuppen von Eisenglimmer überstreut sein können; Harnisch- und Breccienbildung fehlt an diesen Klüften durchaus (was aber nicht das Vorhandensein anderer Klüfte mit solchen Bildungen ausschließt, wie denn auch KLEMM ein solches Vorkommen näher beschreibt). Andere, ebenfalls zahlreiche senkrechte Klüfte streichen ungefähr nordöstlich und erzeugen mit den erstgenannten eine rhomboidale Absonderung des Gesteins, die verschieden deutlich sein kann.

Die weitaus vorherrschende und darum als normal zu bezeichnende Gesteinsart ist ein hellfleischroter bis hellgrauroter Porphyr mit verhältnismäßig spärlicher, oft schon dem bloßen Auge deutlich feinkrystalliner, u. d. M. mikrogranitischer bis mikropegmatitischer Grundmasse und mit so überaus zahlreichen, in Bezug auf Lage und Gestalt nach allen Richtungen so gleichmäßig verteilten Einsprenglingen von Quarz und Feldspat, daß eine gewisse Ähnlichkeit mit einem grobkörnigen, fast glimmerfreien Granit entsteht. Die Feldspäte erreichen bis über 1 cm Größe und sind dicksäulig, seltener tafelartig entwickelt und mindestens zum Teil flächenreich ausgebildet, lösen sich aber kaum je frei heraus. Es sind zum allergrößten Teil hellrötliche frische, ja häufig adularartig farblose und durchsichtige Orthoklase mit glänzenden Spaltflächen, oft Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz; sehr viel spärlicher und kleiner sind Plagioklase, die wohl immer

zu erdigen Massen zersetzt sind. Die Quarzkörner sind bis 3 mm groß, meist etwas spärlicher als die Feldspäte, oft schöne Dihexaeder, oft auch abgerundete, jedenfalls ungefähr isodiametrische Körner. Glimmer, und zwar zersetzter Biotit, ist in 2—3 mm großen, sechsseitigen Täfelchen nicht gerade selten, ohne aber auffällig hervorzutreten. Ein Bild dieser normalen Struktur in 10-facher Vergrößerung gibt Klemm 1899 in Figur 6 auf Tafel 3. — Drusenräume, Einschlüsse, Schlieren oder sonstige Ungleichartigkeiten fehlen gänzlich.

An einzelnen Stellen vieler Gänge, die aber, wie gesagt, immer nur wenig ausgedehnt sind, nimmt nun das Gestein die erwähnte Parallelstruktur (»Fluidalstruktur« der einen Autoren, »Streckung« der anderen) an, die soweit gehen kann, daß es so faserig und fast so spaltbar wird wie Holz. Der Übergang aus der massigen in die Parallel-Struktur vollzieht sich innerhalb weniger Zentimeter oder (meist) Dezimeter.

Im äußersten, übrigens spärlichsten Falle der Streckung besteht das Gestein aus einer ganz dichten, dem bloßen Auge nicht mehr krystallinisch, sondern erdig trüb erscheinenden, faserig aussehenden Grundmasse ohne alle großen Einschlüsse, nur mit sehr langen, schmalen, unter sich parallelen Aggregaten winziger Quarzkörner und mit einzelnen kleinen Feldspatkörnern, die auf den Spaltflächen des Porphyrs als Höckerchen hervortreten; mit der Faserung parallel verlaufen auf den Spaltflächen zahlreiche langgestreckte, aber schmale, blutrote, von Roteisenhäutchen gebildete Flecke.

In den Zwischenzuständen, die die Aufmerksamkeit am meisten auf sich ziehen, ist die Grundmasse reichlich vorhanden, von »frischem« Aussehen, für das bloße Auge dicht, kantendurchscheinend, fast hornsteinartig, nicht faserig, aber durch farbige Trübungen sehr zart fluidal gebändert. Die Feldspateinsprenglinge besitzen meist noch (wenigstens für den ersten Anblick) ihre ursprünglichen Umrisse und ihre normale Größe und Frische, aber sie liegen meist, wenn auch mit nicht allzu seltenen Ausnahmen, mit ihren längsten Ausdehnungen der »Fluidalstruktur« parallel; außerdem sind ihre glänzenden Spaltflächen häufig nicht mehr un-

versehrt und einheitlich, sondern in Streifen zerbrochen, die Bruchstücke ein wenig gegen einander verdreht oder verschoben, zugleich aber doch auch wieder (wie das Mikroskop lehrt, durch neugebildeten Quarz oder Feldspat, wohl auch durch Grundmasse) verkittet. Die Glimmereinsprenglinge lassen zuweilen Zerknitterungen, sonst aber wenige Änderungen erkennen, doch schließen sich an sie gern die langgestreckten roten Flecken an, die auch hier vorhanden sind. Vor allem aber und als erste bekunden die Quarzeinsprenglinge den Beginn der Parallelstruktur; denn sie haben alle (mit seltenen Ausnahmen) langgestreckte Formen mit möglichster Parallelität ihrer Längsachsen angenommen, erscheinen aber dem bloßen Auge durchaus als einheitliche Körper, merkwürdigerweise sogar mit glatter, »ganzer« Außenfläche, die sich oft scharf aus der Grundmasse ablöst; und zwar haben sie spindel-, keulen-, schmitzen-, halbmond- oder wurmförmige Gestalt angenommen und sind am einen oder auch an beiden Enden in ein (seltener zwei) Schwänzchen ausgezogen; ihre Dicke beträgt 0,1 bis über 1 mm, ihre Länge bis 1 cm, im Querschnitt sind sie immer rundlich; durch ihre dunkelgraue Farbe heben sie sich leicht von der Grundmasse und erst recht von den hellen Feldspäten ab; sie treten in ganzen Schwärmen wie Fische oder Kaulquappen auf, zwischen den spärlicheren, aber viel größeren Feldspäten, um deren Kanten sie sich meist bogig herumlegen; auch können mehrere Individuen sich in der Richtung ihrer Längsachsen hintereinander anordnen, ja, sie können dabei an ihren Enden miteinander verschmelzen, und da das sogar sehr häufig geschieht, bringen sie auf einem Längsschnitt des Gesteins den Eindruck feinster ebener oder ganz schwach welliger Lagen hervor und erhöhen und vervollständigen so erst recht das Bild der »Fluidalstruktur«. Für so gestaltete Quarze ist die Bezeichnung »geschwänzter oder Kaulquappenquarz« eingeführt worden.

Das Mikroskop zeigt an den »fluidalen« Gesteinen noch Folgendes: Die Quarze besitzen undulöse Auslöschung oder sind in ein Mosaik verschieden orientierter Bruchstücke zertrümmert; die Orthoklase sind z. T. in Mikroklin umgewandelt, ihre Bruchstücke sind in der Streckungsrichtung ein wenig oder auch stärker aus-

einandergezogen, an ihren seitlichen Enden haben sich oft — indes nicht immer — kegelförmige, nach den Seiten (in der Richtung der »Fluidalstruktur«) sich ausspitzende, im Längsschnitt dreieckige »tote Räume« gebildet, die mit Neubildungen von Feldspat, Quarz und Eisenoxyd erfüllt sind. Die Grundmasse zeigt im normalen Gestein nur sehr spärliche Sericitschuppen; mit der Streckung nimmt die Verfeinerung des Korns und die Bildung und streifenweise Anhäufung solcher Schuppen zu, besonders zwischen zwei gegeneinander gepreßten Einsprenglingen, und ist am größten (doch nicht bis zur Wahrnehmbarkeit mit bloßem Auge!) in den holzartigen Gesteinen, deren Spaltbarkeit sie natürlich begünstigt. Photographische Abbildungen der Struktur in natürlicher Größe und vergrößert hat Klemm 1899 auf Tafel 2, Fig. 1 u. 2, und auf Tafel 3, Fig. 2–5, vergrößerte von gestreckten Quarzen, zerbrochenen Feldspäten, von Sericitsträhnen und »toten Räumen« Futterer 1890 auf Tafel 2—4, endlich eine große Zeichnung nach einem Dünnschliff Bornemann 1883 auf Tafel 22 gegeben.

Die chemische Zusammensetzung eines fast unveränderten Gesteins (a) und eines stark gestreckten, sehr sericitischen (b) aus demselben Gang ist nach Futterer folgende:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O	Summe
a	76,03	11,76	1,99	0,45	0,27	5,61	3,36	0,63	100,10
b	76,07	14,10	1,57	0,28	0,33	3,77	1,83	2,13	100,08

Die Verbreitung der gestreckten Abänderungen in dem normalen Gestein ist nun meist nicht regellos, sondern sie finden sich — wohl stets — da, wo der Porphyr mit einer annähernd horizontalen (nicht da, wo er mit einer vertikalen) Grenzfläche, nach oben oder unten, an Glimmerschiefer stößt, besonders also auch fast stets in den kleinen, flachen Apophysen; ferner auch an ganz dünnen Glimmerschieferlagen, die sich horizontal durch den Porphyr ziehen; endlich auch ohne Verbindung mit Glimmerschiefer in einzelnen dünnen, sich aber ebenfalls ungefähr horizontal durch den massigen Porphyr hindurchziehenden Zonen.

Dieser letzte, bisher noch nicht ausdrücklich hervorgehobene Fall findet sich z. B. an den Felsen des langen Ganges westlich vom Liebchensbrunnen, knapp über dem Steinbruch; und zwar wiederholen sich hier auf 6—8 m senkrechte Ganghöhe drei solcher Zonen, jede etwa von 4—7 dm Mächtigkeit; jede fluidale Zone geht nach unten ganz allmählich in das Normalgestein über und schneidet nach oben in gestrecktester Ausbildung mit scharfer, auch äußerlich am Felsen als eine Ablösungsfläche und wie die Trittplatte einer Treppenstufe zum Ausdruck kommender Grenze wieder an völlig normalem Gestein ab.

Von Wichtigkeit ist, daß die Spaltbarkeit der gestreckten Gesteine an allen Orten ihres Vorkommens mit der fast horizontalen, jedenfalls überall nur sehr schwach geneigten Lage der Spaltbarkeit des Glimmerschiefers parallel ist, und daß ebenso in allen Vorkommen die längste Ausdehnung der Feldspäte, der Quarzstäbchen und -spindelchen und der roten Flecken auf diesen Spaltflächen, und die Holzfaserstruktur überhaupt, untereinander parallel und nach NO. (in Stunde 3 bis 4) gerichtet sind, also annähernd rechtwinklig zu der durch die Kartierung nachgewiesenen Längserstreckung der Gänge (wenigstens der meisten) und ebenso rechtwinklig zu der einen, schärfsten, in h. 8 bis 9 verlaufenden Hauptkluftrichtung, die so oft auch noch durch feine Quarzüberkrustungen gekennzeichnet ist. —

Erklärung der fluidalen Struktur. — Diese Struktur ist, wie gesagt, oft für echte Fluidalstruktur gehalten worden, entstanden im noch normal flüssigen Magma. Sie unterscheidet sich aber von derjenigen der zweifellosen lagerhaften Fluidalporphyre, die im Unter- und Mittelrotliegenden des Thüringer Waldes ja so überaus häufig sind, schon dadurch auf das allerschärfste, daß letztere niemals »geschwänzte« Quarze führen. Als Fluidalstruktur würde sie übrigens, wie schon Weiss betonte, auch nur in den seltenen »intrusiven Lagern« und in den dünnen injizierten Abzweigungen »Übereinstimmung mit der Richtung zeigen, in der diese in das Gestein eingedrungen sein mögen«; in den an Zahl wie an Ausdehnung der Einzelvorkommen vorherrschenden senkrecht aufsteigenden Gängen unseres Gebiets dagegen verläuft

sie quer von Salband zu Salband, also »möglichst widersprechend der Vorstellung von der Bewegung der Masse bei der Eruption«. Deshalb nahm Bornemann an, alle »Gänge« hätten ursprünglich ein einziges großes flaches Lager gebildet mit durchgehender Fluidalstruktur; dies Lager sei später, und zwar wohl gleichzeitig mit den vielen Störungen, die die benachbarte Trias betroffen hätten, von parallelen Klüften durchzogen und zwischen einigen von diesen weit auseinandergerissen und in einzelne, nun gangförmig erscheinende Streifen zerteilt worden, wobei der nachgiebige Glimmerschiefer in die Zwischenräume zwischen den Streifen eindrang und sie ganz erfüllte. Angesichts des maßstäblichen Verhältnisses der Streifen zu ihren Zwischenräumen, wie es aus der Karte zu entnehmen ist, wird wohl niemand diese Erklärung zur Rettung der Fluidalstruktur aufrecht erhalten.

Dagegen weisen die optische Zertrümmerung der Quarze, die mechanische Zertrümmerung und die Mikroklin-Lamellierung der Feldspäte, die Sericitbildung in der Grundmasse und ihre Häufung an gewissen Stellen und in den stärkst gestreckten Gesteinen sowie die Entstehung der »toten Räume« an den Enden vieler Einsprenglinge unbedingt auf starken Druck hin, und Rosenbusch und Futterer, die Verfechter dieser Ansicht, nahmen an, daß dieser Druck das schon völlig erstarrte Gestein betroffen habe; sie sprechen darum geradezu von »Dynamometamorphose«.

Neuerdings nimmt man wohl meist einen vermittelnden Standpunkt ein mit der Ansicht, daß das Gestein (d. h. seine hier in Frage kommenden kleinen besonderen Partieen), nachdem die Feldspäte schon auskristallysiert waren und die Grundmasse schon sehr zähflüssig geworden war, den Rest seiner Erstarrung, insbesondere auch die Ausscheidung seiner Quarze, erfuhr unter einem sehr erheblichen (im vorliegenden Falle von oben wirkenden) Druck, und zwar unter solchen Umständen, daß das Ausweichen vor diesem, d. h. die Auswalzung oder Streckung, nur in einer, nämlich in der SW.—NO.-Richtung möglich war. Ich möchte zur Vervollständigung dieser Erklärung noch darauf hinweisen, daß die Klüfte des Hauptkluftsystems, senkrecht auf der Richtung der Quarzspindeln usw. stehend, dann auf's einfachste

als Streckungsrisse gedeutet werden können; sie müssen auch schon vorhanden gewesen sein, ehe die Erstarrung und Entgasung des Gesteins ganz vollendet war, da sie ja nicht mit dem sonst üblichen derben Gang-(Milch-)Quarz erfüllt, sondern mit demselben Krystalldrusen-Quarz und Eisenglanz überkleidet sind, wie er auch in den Porphyrkugeln, z. B. den bekannten des Schneekopfs, vorkommt und als pneumatolytisches Erzeugnis der letzten Erstarrungsphase des Porphyrs selbst angesehen werden darf. Soweit könnte die Erklärung also wohl annehmbar erscheinen.

Es ist aber nun bisher noch von keiner Seite her der Versuch gemacht worden, die Herkunft des Druckes, der hier angenommen wird, aufzuklären oder zunächst wenigstens noch andere Erscheinungen aus der Umgebung anzuführen, die ebenfalls auf ihn zurückgeführt werden können.

Und doch kann und muß man da in erster Linie auf den Glimmerschiefer selbst hinweisen, dessen Spaltbarkeit mit derjenigen unseres Porphyrs und mit dessen Parallelstruktur parallel oder mindestens annähernd parallel ist. Freilich nimmt Klemm, der noch am meisten von allen Forschern auf diese Frage eingegangen ist, an, daß »der Schiefer in jener Gegend so ruhig liegt, wie nur irgend denkbar« und daß er von einer Dynamometamorphose nicht betroffen wurde, sondern »völlig unverändert blieb«; er spricht dann auch aus, daß die Porphyrkörper nichts anderes seien als »der Schieferung des Glimmerschiefers parallel injizierte Massen«. Wenn er das Wort Schieferung hier in dem engen Sinne der »sekundären oder transversalen« Schieferung gebraucht, wie ich es stets tue, und wie ich es allgemein eingeführt sehen möchte, so gebe ich ihm in seinem letzt angeführten Satze durchaus recht; denn die ganze Beschaffenheit der Spaltbarkeit unseres Schiefers ist durchaus diejenige der Schieferungs-, nicht die der Schichtungs-Spaltbarkeit: sie sucht sich nicht einzelne vorgebildete Schichtflächen aus in engerem oder weiterem Abstande, sondern beherrscht, wie eine Krystallspaltbarkeit, jedes, auch das kleinste, Bruchstück des Schiefers; auch sieht man auf oder an dessen Spaltflächen niemals irgend welche für Schichtflächen bezeichnende Erscheinungen wie Wellenfurchen, Kriech- und andere

»Spuren«, klastische Glimmerbestreuung oder sonstigen Mineral-, Korn- oder Strukturwechsel, möge er auch noch so geringfügig sein. Gibt man aber zu, daß die Spaltbarkeit des Glimmerschiefers auf sekundärer Schieferung beruht, so spricht deren wenig geneigte, fast horizontale Lage noch längst nicht für die von Klemm vorher behauptete »ruhige« Lagerung der Schichtung. Ich bin vielmehr der Überzeugung, daß der Schiefer gar nicht mehr so ruhig liegt, sondern, wie einzelne, allerdings seltene Funde lehren, einer hochgradigen bis isoklinalen engen Kleinfaltung unterlegen ist, die man aber — der großen Gesteinshomogenität wegen — eben nur selten wahrnehmen kann, und daß die Schieferung jene besondere Art ist, die Heim als »Ausweichungs-Klivage« unterschieden hat. Auch auf die an unserm Schiefer so häufige zarte, und doch intensive Parallelrunzelung der Spaltflächen ist hinzuweisen, sowie auf die hochkrystallinische Beschaffenheit des Schiefers, die seinen phyllitischen bezw. seidenartigen Schimmer erzeugt. Dies alles genügt meiner Meinung nach durchaus, um den Glimmerschiefer als »dynamometamorph«[1]) zu bezeichnen, und zwar schon diejenige dort sehr verbreitete Art von ihm, die nur erst ein Übergang vom Phyllit her, oder geradezu besser nur Phyllit zu nennen ist, wie viel mehr die ganz echten Glimmerschiefer!

Daß auch der dem Glimmerschiefer eingelagerte Amphibolit der Thal-Ruhlaer Gegend sein heutiges Aussehen der Dynamometamorphose ganz wesentlich verdankt und als ein durch diese umgewandelter Diabas anzusehen ist, hat Th. Lange 1910 nachgewiesen.

Noch weiter aber ist endlich auf den »Gneis« jenes Gebietes (»Thaler Gneis«) hinzuweisen, einen Orthogneis, der wohl nichts anderes ist als die gepreßte Randzone eines zentralen Granitstockes. Dieser Gneis und sein granitischer Kern sind durch Übergänge derart verknüpft, daß ihre kartenmäßige Abgrenzung von einander oft genug unsicher ist; das ist zwar noch nicht auch

[1]) Nebenbei bemerkt habe ich in den Erläuterungen zu Blatt Wutha die Gründe zusammengestellt, warum ich in dem Thaler Glimmerschiefer-Gebiet außerdem auch Kontaktmetamorphose annehmen muß.

mikroskopisch nachgewiesen, obwohl eine solche Untersuchung sehr wünschenswert ist, aber man kann mit bloßem Auge schon Folgendes feststellen, erstens: die ansehnlichen Feldspatkörner sind im Granit noch auf so große Flächen hin einheitlich spaltbar, daß man die Spaltflächen deutlich sehen kann, — im Gneis dagegen sind sie feinstkörnige trübe Aggregate; zweitens: der Quarz zeigt im Gneis, allerdings aber auch schon im Granit, sehr häufig die bekannte blaue Farbe; drittens: die den Gneis durchziehenden, dem Granit fehlenden Flaserhäutchen bestehen aus hellgelben, feinschimmernden, schuppigen Aggregaten von Sericit (selten von echtem glänzenden Muscovit). Diese 3 Mineralien weisen durch ihr Vorhandensein oder ihre besondere Ausbildung nach allen sonstigen Erfahrungen auf Druck hin, beweisen also die dynamometamorphe Entstehung auch des Gneises.

Bieten somit Glimmerschiefer, Gneis und Amphibolit unseres Gebietes in sich reichliche Beweise für das Vorhandengewesensein eines energischen Druckes, unter dem also auch die Erstarrung des Thaler Porphyrs hätte erfolgen können, so fehlt doch bisher — das ist nicht zu leugnen — der Nachweis, daß es sich wirklich so verhielt, d. h. daß derselbe Druck, der die Schieferung und phyllitische Natur des Glimmerschiefers, die Amphibolitisierung der alten Diabase, die Umbildung des Granites zu Gneis bewirkte, auch die gewöhnlich körnig erstarrten Heiligensteiner Porphyre örtlich in fluidaler und zugleich gestreckter Form erstarren ließ. Vielmehr besteht vorläufig auch noch recht gut die Möglichkeit, daß die Dynamometamorphose jener andern Gesteine schon lange vollendet war, bevor nur der Porphyr zum Empordringen sich anschickte. Würde sonst doch auch, da man die Schieferung und Dynamometamorphose überhaupt in die Zeit der varistischen Gebirgsbildung zu verlegen Grund hat, die Eruption des Thaler Porphyrs in dieselbe Zeit, also in das Carbon, zu verlegen sein, während man ihn auf Grund petrographischer Ähnlichkeit (seiner Normal-Ausbildung) mit benachbarten unterrotliegenden Ergußporphyren als mesovulkanisch anzusehen geneigt sein muß. (In dieser Weise ist er auch auf der geologischen Karte dargestellt.)

Hält man aber letztere Altersbestimmung des Thaler Porphyrs

aufrecht, dann sind die eben hervorgehobenen Beziehungen seiner fluidal-gestreckten Erstarrungsformen zum Glimmerschiefer, Amphibolit und Gneis des benachbarten Gebietes nur äußerliche, nicht auf gleicher Ursache begründete innere, und die Ursache für die unzweifelhaft vorhandenen Druckerscheinungen in unserm Porphyr ist dann noch gänzlich unbekannt. Denn die von Bornemann angedeutete Beziehung zu den Lagerungsstörungen, die die benachbarte Trias betroffen hätten, die also jungmesozoisch oder tertiär sind, soll ja — auch nach Bornemann — nicht für die Erklärung der »Fluidalstruktur« gelten, sondern nur für die Zerreißung des ursprünglichen »Lagers« in die jetzigen »scheinbaren Gänge«; höchstens kann sie für die von Klemm beschriebenen Zermalmungsbreccien in Anspruch genommen werden.

Fassen wir unsere Darlegungen zusammen, so kann wohl die berühmte Struktur der Thaler Porphyre auf Erstarrung unter Druck und gleichzeitige Auswalzung in Nordost-Richtung zurückgeführt werden und so als petrogenetisch erklärt gelten, aber bezüglich des Eruptionsalters dieser Porphyre und der Herkunft des vorausgesetzten Druckes herrscht noch Unsicherheit und müssen noch weitere Studien ausgeführt werden.

Schriftenverzeichnis.

1882. 1. Lossen, K. A., Über den Quarz aus einem Porphyrgange im Glimmerschiefer am Südostfuß des Spitzinger [so!] Steins bei Thal. (Z. d. D. g. G. 34, S. 678—680.)

1883. 2. Bornemann, J. G., Von Eisenach nach Thal und Wutha. (Dieses Jb., Berlin, S. 383—409, Taf. 22.)

1884. 3. Weiss, E., Porphyr mit sogen. Fluidalstruktur von Thal im Thüringer Wald. (Z. d. D. g. G., 36, S. 858—863, mit Kartenskizze.) Vergl. auch das Referat von Mügge im N. Jb. f. Min., 1886, I, S. 54—55.

1884. 4. Weiss, E, Über Aufnahmen auf Sektion Brotterode und Wutha. (Dieses Jb., Berlin, S. LX—LXI.) Nur kurze Erwähnung.

1886. 5. Rosenbusch, H., Mikroskopische Physiographie der mass. Gesteine. 2. Aufl. S. 411. — 3. Aufl. 1896, S. 715—718.

1887. 6. Bornemann, Quarzporphyr von Heiligenstein und seine Fluidalstruktur. (Z. d. D. g. G. 39, S. 793—797, mit kolorierter Tafel Nr. 32.)

1887. 7. Weiss, [Gegen Bornemann's Auffassung der Heiligensteiner Porphyre]. (Z. d. D. g. G., 39, S. 837.)

1887. 8. Lossen, [Über die Quarzporphyre von Heiligenstein]. (Z. d. D. g. G. 39, S. 837–841.) Referat von Mügge im N. Jb. f. Min., 1889, I, S. 91–92.

1890. 9. Futterer, Die »Ganggranite« von Großsachsen und die Quarzporphyre von Thal im Thüringer Wald. Inaug.-Diss. Heidelberg, 48 S. mit 4 Tafeln. (Auch Mitt. d. Bad. Geol. L.-A., Bd. II.)

1893. 10. Mügge, Untersuchungen über die Lenneporphyre usw. (N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 8, S. 565.)

1899. 11. Klemm, G., Entstehung der Parallelstruktur im Quarzporphyr von Thal im Thüringer Wald. (Darmstädter Notizblatt, 4. Folge, H. 20, S. 1–10, Taf. 1–3.) Referat im Geol. Zentralbl. I, 1901, S. 546 bis 547.

1900. 12. Sauer, A., Geologische Beobachtungen im Aarmassiv I. (Sitz.-Ber. Ak. d. Wiss., Berlin, S. 729–741; Referat darüber im Geol. Zentralbl. 1902, S. 227.)

1902. 13. Weinschenk, E., Plastizität der Gesteine. (Zentralbl. f. Min. 1902, S. 161–171, besonders S. 168 u. 169.)

1904. 14. Milch, L., Homogene Deformation von Quarz und Piezokristallisation. (Zentralbl. f. Min., S. 181–190.)

Berlin, den 26. Juni 1913.

Der Erdfall vom 14. April 1913 in der Gemeinde Hopsten (Kreis Tecklenburg).

Von Herrn **O. Tietze** in Berlin.

Mit 3 Figuren.

Am 14. April 1913 zwischen 6 und 7 Uhr nachmittags brach wenige hundert Meter westlich der Wirtschaft zum »Heiligen Meer« an der Chaussee von Ibbenbüren nach Hopsten der Boden der Heide auf einer etwa kreisförmigen Fläche von etwas über 100 m Durchmesser ein und zwar derart, daß eine oben fast zylindrische, unten mehr konisch-trichterförmige Einsenkung von über 10 m Tiefe entstand, die zunächst fast vollkommen trocken war, und auf deren Grund die Birken und Kusselkiefern, mit denen die Heide in jener Gegend dürftig bestanden ist, aufrecht in die Höhe ragten. Um 6 Uhr war ein Bewohner jener Gegend noch über die Stelle gegangen, ohne daß ihm etwas aufgefallen wäre. Und um 7 Uhr traten an mehreren Punkten der Erdoberfläche in der Nähe des Erdfalls Wasser aus[1]), eine Erscheinung, die bald wieder verschwand, aus der man aber, da sie bei der hohen

[1]) Wegner-Münster stellte darüber 2 Tage nach dem Vorgang Folgendes fest: Östlich von dem Hause des Ackerers H. Moss trat um die genannte Zeit Wasser an zahlreichen Stellen aus dem Boden; zur selben Zeit geschah dies in der nächsten Umgebung des Gehöftes des Wulf und südlich Hespeling. Zu gleicher Zeit soll in allen drei Gehöften das Wasser in den Brunnen gestiegen sein, in einem Brunnen war das Wasser mit Schaum bedeckt. In der gleichen Zeit beobachtete ein Knabe, der sich in einem Kahn auf dem kleinen Heiligen Meer befand, ein Aufwallen des Wassers in diesem (Münsterischer Anzeiger, 62. Jahrgang, Nr. 338.)

Elastizität des Wassers unmittelbar auf den Einbruch der Erdmassen gefolgt sein muß, den Schluß ziehen kann, daß ein längerer Zeitraum kaum zwischen den beiden Ereignissen verstrichen sein dürfte. Von einem Geräusch oder einer besonders fühlbaren Erschütterung, die den Vorgang begleitet hätten, ist offenbar nichts bemerkt worden. Wenigstens ist den in nächster Nähe des Erdfalls angesessenen Bewohnern des Wirtshauses zum »Heiligen Meer« nichts aufgefallen.

Durch den Erdfall sind nur Schichten des Diluviums und Alluviums entblößt worden, ziemlich feinkörnige Sande, sogenannte Emstalsande. Charakteristisch für diese Sande ist ihr allenthalben gleichmäßig feines Korn; ferner besitzen sie meist keinerlei Schichtung, oder falls doch, so ist sie horizontal. So waren auch in diesem Fall die Sande im allgemeinen frei von deutlich erkennbarer Schichtung, aber am westlichen Bruchrande konnte man doch einige Meter unter der Oberfläche eine Bank gut geschichteter Sande erkennen. Nur selten führen diese Talsande ganz kleine Gerölle; vereinzelt umschließen sie kleine Linsen von Ton oder Torf. Man hat solche bis zu großen Tiefen in ihnen beobachtet (bei Quakenbrück noch in 34 m Tiefe ein Torf-Lager mit hocharktischer Flora[1]), wobei die in flacheren Tiefen gelegenen Torfe eine Flora gemäßigten Klimas aufweisen. Das Korn der Sande nimmt nach der Tiefe zu ab, und sie gehen in Feinsande und selbst Tone über. Solche tonigen Bildungen sollen auch in diesem Erdfall in größerer Tiefe zum Vorschein gekommen sein, waren aber zur Zeit meiner Anwesenheit schon mit Wasser bedeckt.

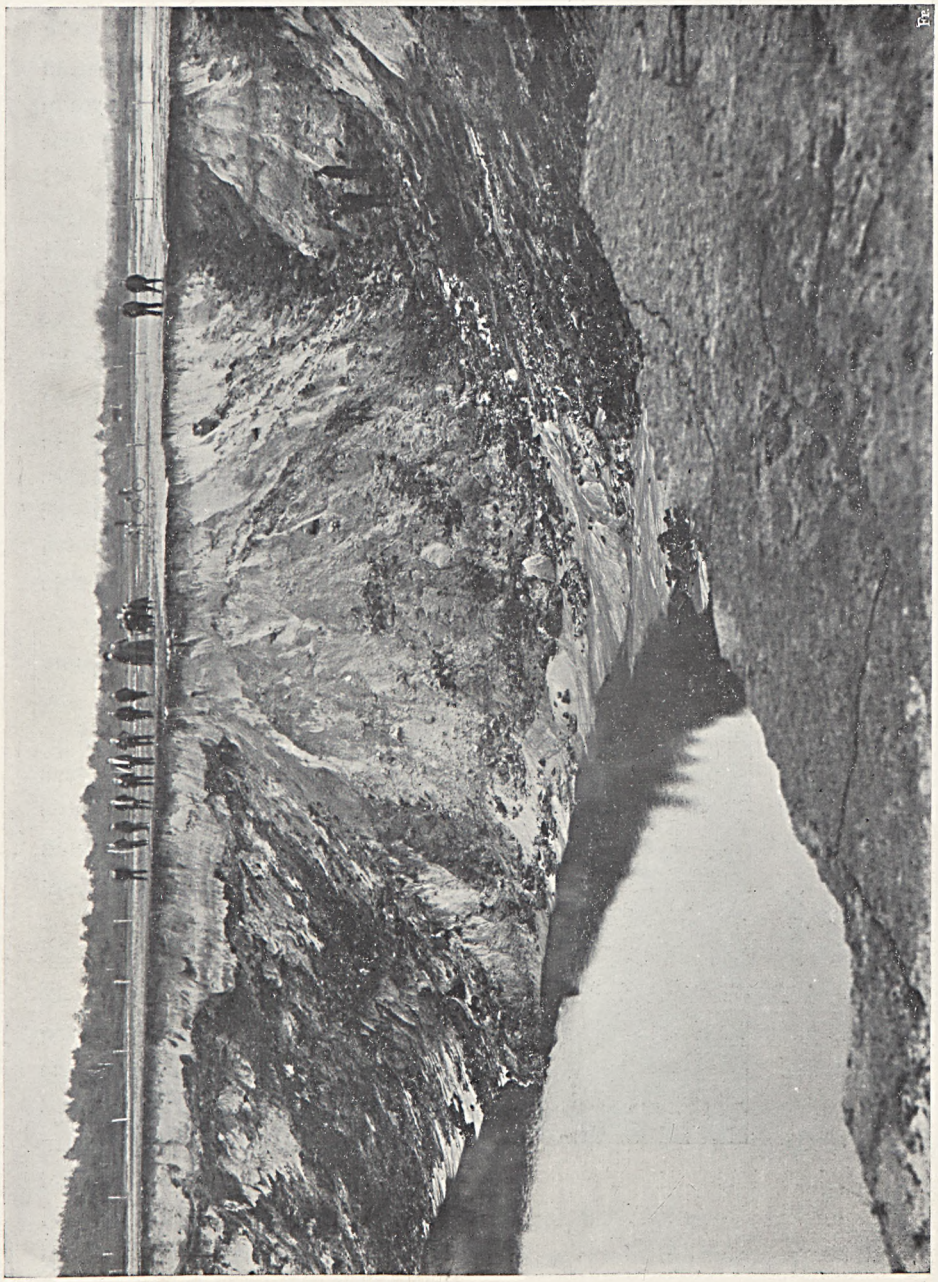
Die Ablagerung dieser Sande begann mit dem Abschluß derjenigen Glazialzeit, die diese Gegend noch mit ihren Bildungen erreichte, das war die vorletzte. Es sind also keine eigentlichen Schmelzwasserabsätze mehr, sie werden aber wohl von solchen unterteuft sein. Ihre Mächtigkeit kann, die untere tonige Abteilung eingeschlossen, bis zu 60 m anwachsen. Sie kleiden im Nordwesten Deutschlands alle Flußtäler in z. T. viele Kilometer breiten ebenen Flächen aus, in welche die rezenten Flußtäler mit

[1]) Dieses Jahrbuch für 1912, XXXIII, Teil II, S. 184.

einer deutlichen Terrasse eingesenkt sind. Die Bildung der Talsande war überall abgeschlossen von dem Augenblick an, wo diese neue Terrasse sich einzuschneiden begann. Dies aber war zur ältesten Alluvialzeit der Fall, und es umfaßt die Bildungszeit der Talsande somit die Zeiten des letzten Interglazials, des letzten Glazials und den Beginn der Postglazialzeit und reicht im Oberlauf der Flüsse sicher noch bis in die neueste Zeit hinein[1]).

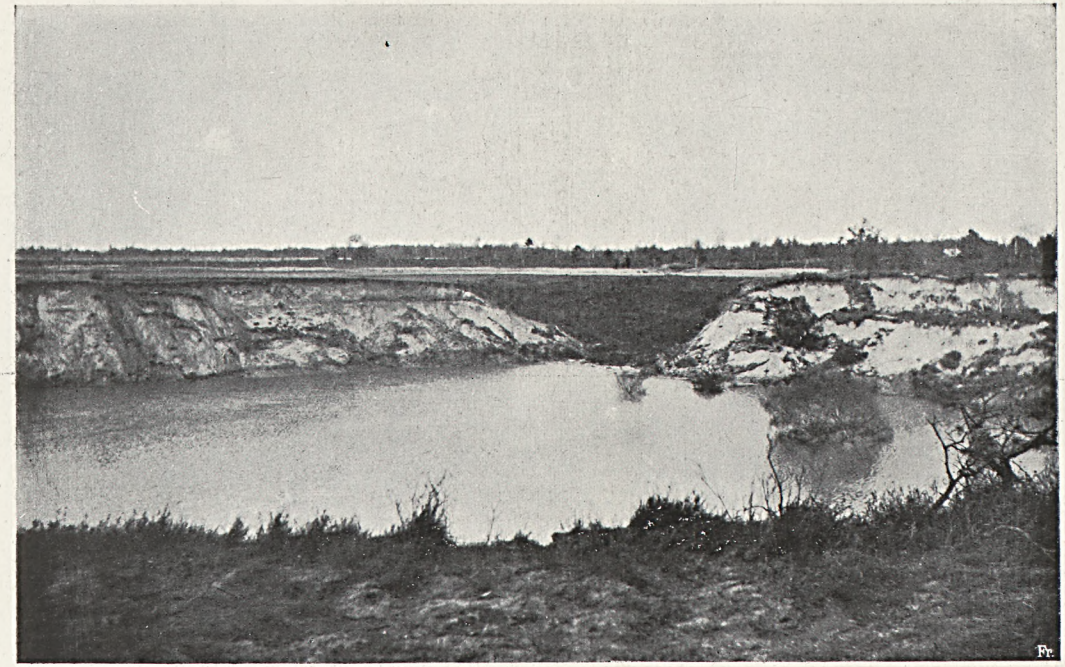
Diese Sande können, falls sie trocken sind, infolge ihres feinen und gleichmäßigen Korns in ziemlich senkrechten Wänden stehen; sind sie aber mit Wasser gesättigt, so bilden sie Schwimmsand (Senkel). Es ist auffällig, daß bei diesem Erdfall die Sandwände sich so lange in senkrechter Stellung halten konnten. Offenbar war mit dem Abrutschen der Sandmassen, die sonst in der allgemeinen Talsandebene meist ziemlich bis zur Oberfläche im Grundwasser liegen, auch eine schnelle Absenkung des Grundwassers verbunden, so daß deshalb der Sand in dem oberen Teil der Wände nicht zum Schwimmen kam. Im Nordwesten der Bruchwand, die in der beigegebenen Photographie (Fig. 1) zur Darstellung gebracht ist, befindet sich ein trichterförmiger Einschnitt, dessen Spitze auf einen flachen Tümpel zu gerichtet ist, wie sich solche oft im Gebiete der Talsande finden. Es scheint, daß diese Erweiterung des sonst fast kreisförmigen Erdfalls auf die aus jener Richtung in größerem Maße zusitzenden Wasser zurückzuführen sei. Später ist der Einschnitt künstlich bis zum Tümpel verlängert worden, um die in diesem noch vorhandenen Wasser sämtlich in die Öffnung des Erdfalls ableiten zu können. Zur Zeit meines Besuches war der Tümpel bereits wasserleer. Die Photographie läßt aber deutlich sowohl noch die oberflächliche Wasseransammlung erkennen wie auch die an der Ausmündung des Trichters in den Erdfall vorgeschobenen Schwimmsandmassen. Auch zeigt sich auf dem Bilde, wie weiter links am Rande zwischen Wasser und Sandwand sich die Schwimmsandmassen mit dem langsam wieder ansteigenden Grundwasser gegen die Mitte vorzuschieben beginnen; zur Zeit meiner Anwesenheit war der Erdfall bis 4 oder

[1]) ebenda.



Figur 1. **Nordwestwand des Erdfalles in der Gemeinde Hopsten.**

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15057



Figur 2. **Nordostwand des Erdfalles in der Gemeinde Hopsten**
(mit dahinter liegendem älteren Erdfall).

5 m unter die Tagesoberfläche bereits mit Wasser gefüllt, so daß er bald äußerlich das Bild aller dieser im Talsandgebiet verstreuten Tümpel darbieten wird. Die oberen Ränder des Erdfalls werden, da sie schon jetzt durch Spalten vom Anstehenden gelöst sind (auf der Photographie (Fig. 1) im Vordergrund zu erkennen), sobald das Wasser hoch genug gestiegen ist, herabsinken, und so wird der Umfang des Bruches wohl noch etwas vergrößert werden, während seine Tiefe mehr und mehr abnimmt. Zur Verflachung werden auch die schnell einsetzenden Torfbildungen beitragen. Im Nordosten des Bruches zeigt sich nämlich in einer kleinen Erweiterung der Bruchwand ein Profil, das beweist, daß dort bereits früher ein ähnlicher Erdfall stattgefunden haben muß (Fig. 2). Eine schon auf der Oberfläche deutlich erkennbare flache Einsenkung ist durch eine trichterförmige Torfmasse ausgefüllt, die auf den nach dem Mittelpunkt des alten Erdfalles zusammengeschwemmten Schwimmsandmassen auflagert.

Ein gleicher Erdfall soll sich nach Aussagen von Bewohnern genau an der Stelle des heutigen Erdfalles befunden haben, kenntlich an der tieferen Einsenkung des Bodens, so daß der neueste Erdfall nur die Fortsetzung eines alten Vorgangs darzustellen scheint.

Zu den Erdfällen dürfte man aber auch das Große und Kleine Heilige Meer, die sich in nächster Nachbarschaft befinden, rechnen können und zwar das Große Heilige Meer wegen seiner 10 m übersteigenden Tiefe, eine Erscheinung, die bei der Entstehung der Talsande als Ablagerung zahlreicher ihr Bett stets wechselnder Bachläufe ganz ausgeschlossen ist, und das Kleine Meer einerseits gleichfalls seiner bedeutenden Tiefe wegen, dann aber auch, weil zur mutmaßlichen Zeit des Einbruchs seine Wasser in Bewegung geraten sein sollen, was auf eine besonders erleichterte Kommunikation zwischen ihnen und den in der Tiefe mit Wasser gefüllten Hohlräumen schließen läßt.

Beachten wir diese Erdfälle und zugleich die Punkte, wo sich am 14. April, wie eingangs erwähnt, plötzliche Veränderungen im Stande des Grundwassers bemerkbar machten, so ergibt sich, daß

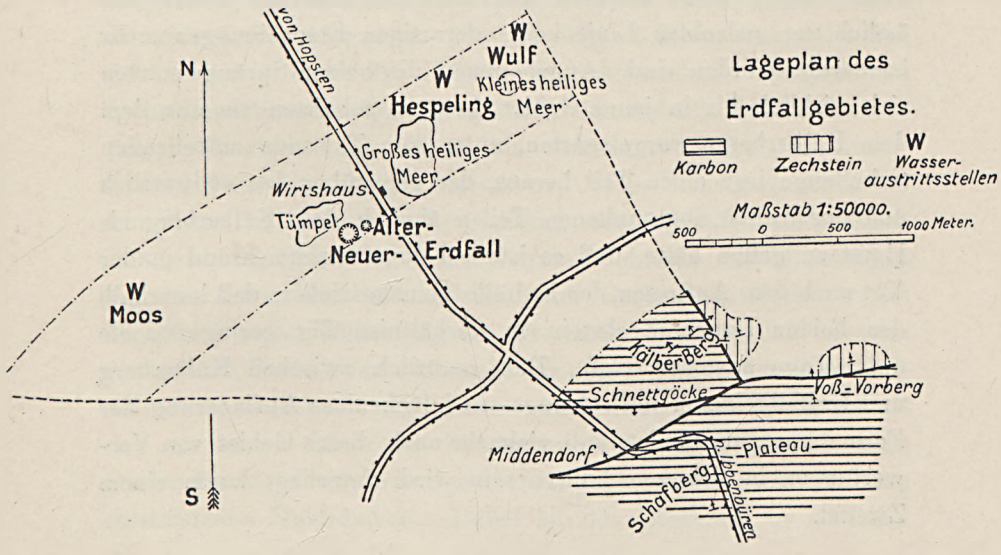
POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

alle diese Erscheinungen sich auf einer Fläche von etwa 3 km Länge und nur wenigen hundert Metern Breite ereignet haben, die sich von SW. nach NO. quer über die Chaussee Ibbenbüren-Hopsten hinzieht. Daß als die eigentliche Ursache der Erdfälle Auslaugungen im tiefer liegenden älteren Gebirge, und zwar mit großer Wahrscheinlichkeit im Zechstein, anzunehmen sind, habe ich bereits in meinem am 19. April der Geologischen Landesanstalt eingesandten Bericht ausgesprochen, und will ich im Folgenden näher begründen: Die weitere Umgebung des Ibbenbürener Schafberges stellt, ähnlich dem Steinkohlengebirge an der niederländisch-westfälischen Grenze, ein Schollensystem dar, in dem besondere Richtungslinien deutlich ausgeprägt sind[1]). Eine dieser Linien ist in ihrem Streichen bestimmt durch die Erhebung des Schafbergs, der für sich einen Horst gegenüber den in seiner ganzen Umgebung abgesunkenen Schollen jüngeren Gebirges dargestellt. Das den Schafberg bildende Carbon war schon in vorpermischer Zeit zu Sätteln und Mulden gefaltet, vielleicht auch schon auf Sprüngen verworfen worden, ist aber vom Zechstein auf einer großen Abrasionsfläche diskordant überlagert worden. Bis in die Zeit der jüngeren Kreide war das Carbon offenbar im unmittelbaren Zusammenhang mit den südlich anschließenden gleichaltrigen Schichten des Münsterschen Kohlenbeckens geblieben, aber von diesen dann durch eine in ihrem Ausmaß unbekannte Verwerfung derart getrennt worden, daß das Carbon des nördlichen Münsterschen Beckens mitsamt überlagernden Schichten, deren jüngste heute den Teutoburger Wald bilden, in sehr erhebliche Teufen absank, während der Ibbenbürener Horst stehen blieb. Über ihm wurden die jüngeren Formationen bis zu den liegendsten Zechsteinpartieen abgetragen. An seinem südlichen wie nördlichen Abbruchrande fand ein staffelförmiges Absinken statt derart, daß oft schon in nächster Nähe des Horstes recht viel jüngere Schichten anstehen. So bei Mettingen am Nordrande, wo 500 m südlich der Kirche ein Bohrloch 1000 m in fast söhlig gelagertem Steinkohlengebirge niedergebracht wurde, während beim Orte selbst ein

[1]) Vergl. dieses Jahrbuch für 1908, Bd. XXIX, Teil II, S. 304.

zweites Bohrloch von 25—280 m im Jurakalk steht. Wo Bergbau in dem am Rande der Carbonplatte angelagerten Zechstein umging, hat man diese Verwerfer überall wieder angefahren. Im NW. der Bergplatte freilich fand außer im Carbon selbst keinerlei Bergbau, sondern nur Steinbruchsbetrieb statt, so daß dort der Nachweis der Verwerfung etwas erschwert ist und nur durch die geologische Spezialaufnahme erbracht werden mußte und auch leicht erbracht werden konnte. So liegt bei Voß-Vorberg in der Gemeinde Steinbeck ein Zechsteinkalkvorkommen in 65—70 m Meereshöhe, während keine 300 m südlich davon in 100 m Meereshöhe mit 20° nach N. einfallende Carbonschichten anstehen. Man muß schon eine außerordentlich steil einfallende Auflagerungsfläche des Zechsteins auf das Carbon annehmen und dementsprechend auch sehr steil nach N. einfallende Zechsteinschichten — was aber in der Tat nicht der Fall ist —, wenn man dieses ganze Vorkommen ohne ostwestlich zwischen Carbon und Zechstein durchstreichenden Sprung erklären will. Außerdem zieht sich in der westlichen Fortsetzung dieses gedachten ein wirklich beobachteter Sprung zwischen Kälberberg und Middendorf in etwa ostwestlicher Richtung hin (siehe Fig. 3).

Figur 3.



Das zwischen Middendorf und Schnettgöcke sich nach W. herabziehende Tal ist die äußerlich sichtbare Trace dieser Verwerfung, durch welche die Scholle des Kälberberges gänzlich vom Schafberghorst getrennt wird. Eine in dem genannten Tal in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts niedergebrachte Bohrung traf bis in erhebliche Teufe nur Carbon- und Zechsteintrümmer. Es ist auffällig, daß die Fortsetzung dieser Verwerfungslinie nach W. auch das von den Erdfällen und den damit zusammenhängenden Erscheinungen betroffene Gebiet nach SW. abschneidet.

Nach O. wird der Kälberberg ebenfalls durch eine Kluft begrenzt, die einen ähnlichen Verlauf wie die den Osnabrücker Piesberg östlich begrenzende Kluft zu haben scheint. Während innerhalb des Kälberberges die Carbonschichten mit etwa 30° nach NW. einfallen, liegt östlich der Kluft Zechstein in großer Tiefe mit schwachem nördlichem und nordwestlichem Einfallen, bedeckt von einer mehrere Meter mächtigen Trümmerschicht von roten Carbonsandsteinblöcken. Solcher roter Carbonsandstein steht südlich und westlich der Kluft an. Und auch diese Kluft, nach NW. in ihrem Streichen verlängert, begrenzt das oben angegebene Gebiet der Erdfälle nach O. derart, daß östlich der gedachten Linie keine derartigen Erscheinungen mehr beobachtet worden sind. Angenommen, die beiden Sprünge setzten sich wirklich bis in jenes Gebiet fort, so schnitten sie aus dem dem Kälberberge vorgelagerten, unter dem Talsande anstehenden Schollengebirge einen Teil heraus, der gegenüber den südwestlich und nordöstlich abgesunkenen Teilen ähnlich dem Kälberberg als Horst zu gelten hätte, und es ist deshalb anzunehmen und in der Tat nach dem Auftreten der Erdfälle beinahe sicher, daß innerhalb der beiden Linien Zechstein in verhältnismäßig geringer Tiefe unter Tage anstehen muß. Daß natürlich zwischen Kälberberg und Erdfallgebiet keine störungs- und lückenlose Auflagerung der Formationen stattfindet, daß vielmehr auch dieses Gebiet von Verwerfungen in sich zerschnitten sein wird, unterliegt kaum einem Zweifel.

Daß aber in diesem Gebiete Zechstein dasjenige Gebirgsglied ist, von dem gewisse Abteilungen am ehesten der Auslaugung durch Wasser unterliegen und damit zur Höhlen- und Erdfallbildung Anlaß geben, dafür sprechen folgende bei Gelegenheit der Aufnahme des Schafbergs gemachten Beobachtungen:

Der Zechstein setzt am Schafberg mit einem aber nur lokal entwickelten und im engsten Zusammenhang mit den liegenden Carbonschichten stehenden Konglomerat ein; darüber folgt der Kupferschiefer und der Zechsteinkalk. Dieser letztere ist bereits in weiten Gebieten längs dem Plateaurand Umsetzungsprozessen unterlegen, so daß er z. T. dolomitisiert, vor allem aber durch Metasomatose in Spateisenstein, Brauneisenerz bezw. Eisenmulm (Ocker) umgewandelt wurde, wobei das Gestein alle Schichtung verlor und durch die neu angenommene poröse Struktur für Wasser vollkommen durchlässig wurde.

Mittlerer und Oberer Zechstein ist in normaler Lagerung über Unterem Zechstein nirgends beobachtet worden. Doch habe ich ein nur an wenigen Punkten beobachtetes mehlartig staubiges Gestein, das bis auf wenige schmale Bänke bereits vollkommen zu Pulver zerfallen ist, als Zersetzungsprodukt des Zechsteindolomits aufgefaßt. Die Analyse des Gesteins ergab einen hohen Gehalt an kohlensaurer Magnesia. Die Mächtigkeit dieser Schichten ließ sich nirgends ermitteln. Dieses Zurücktreten der hangenderen Zechsteinpartieen am Schafberg dürfte sich dadurch erklären lassen, daß die Gesteine, aus denen sie sich ursprünglich zusammensetzten, besonders löslich waren und diese Schichten daher am schnellsten vollkommener Vernichtung anheimgefallen sind. Auch in einer dem Schafberg benachbarten Bohrung von Limbergen hat man zwischen Buntsandstein und Carbon als Vertreter des Zechsteins nichts weiter als ein brecciöses dolomitisches Gestein von grauer Farbe, das zahlreiche Trümmer von roten Buntsandsteinletten umschließt, angetroffen. Auch diese Erscheinung erklärt sich am besten durch den Zusammenbruch von Teilen der hangenden Buntsandsteinformation über im Zechstein durch Auslaugung entstandenen Hohlräumen. Dabei ist der Zechstein in manchen

Tiefbohrungen östlich vom Schafberg in ziemlicher Mächtigkeit angetroffen worden. So liegt im Bohrloch Franziskahall bei Vinte, in unmittelbarer Nähe von Limbergen, zwischen Buntsandstein und Carbon 181 m Gips, der wohl zum Zechstein zu rechnen ist. Etwas weiter östlich, bei Seeste, durchteufte man den Zechstein mit 159,5 m, wovon etwa 90 m Gips und Anhydrit waren. Im fiskalischen Bohrloch bei Wersen erreichte der Zechstein ebenfalls eine Mächtigkeit von 156,3 m und umschloß zahlreiche Lagen von Gips und Anhydrit mit Steinsalz, annähernd an 90 m. Das Bohrloch bei Büren am Piesberg wies 180,8 m Zechstein auf, davon etwa 150 m Anhydrit und Gips. Beim Piesberg selbst fanden sich wiederum nur die untersten Schichten des Zechsteins erhalten, über denen in einem Falle eine Breccie mit z. T. dolomitischem Bindemittel erhalten war, oder Breccien und Aschen mit eingelagerten Buntsandsteinmassen[1]).

Der Zechstein ist also hier ebenso wie anderwärts aus ganz beträchtlichen Schichten löslichen Materials aufgebaut und auch dort, wo die Wasser lebhaft zirkulieren können, also auf den relativ höher gelegenen Stellen, wie den beiden Carbonhorsten, in seinen mittleren und oberen Teilen der Zerstörung bereits anheimgefallen. In jüngeren Formationen hat man wohl auch Einlagerungen löslicher Gesteine beobachtet, doch treten diese sehr zurück. Da die jüngeren Gesteine, namentlich solche der Trias, sogar recht verbreitet frei zu Tage anstehen, müßten Erdfälle in ihnen bekannter geworden sein. Die Erdfälle von Icker, nordöstlich vom Piesberg, liegen zwar im Buntsandstein, werden aber offenbar durch die in dem ihn unterteufenden Zechstein erfolgenden Auslaugungen verursacht[2]).

Wie dieser hochgelegene Zechstein bei Icker in einer Linie mit den Erhebungen des Piesberger Carbons und der Buntsandsteinvorkommen von Seeste-Wersen westlich und Powe-Haltern östlich des Piesbergs liegt, so dürfte auch das Erdfallgebiet vom Heiligen Meer eine ähnliche Erhebung darstellen,

[1]) Vergl. d. Jahrbuch für 1909, Bd. XXX, Teil I, S. 10 ff.
[2]) Vergl. d. Jahrbuch für 1909, Bd. XXX, Teil I, S. 11.

welche die Linie Hüggel-Schafberg nach NW. verlängert. Diese Linien möchte ich weder als Achsen bezeichnen noch als Hebungslinien, letzteres höchstens insoweit, als damit gesagt sein könnte, daß die auf diesen Linien liegenden Gebirgsteile bei ihrer Trennung vom Nebengebirge in gehobener Stellung, d. h. in relativer höherer Lage erhalten geblieben sind gegenüber den abgesunkenen Gebirgsteilen.

Wenn Zechstein unmittelbar von den diluvialen sandigen Deckschichten überlagert wäre, so würde wohl ein mehr gleichmäßiges Einsinken der Schichten, dem allmählichen Fortschreiten in der Auflösung der Zechsteinschichten entsprechend, erfolgen. Es ist daher wahrscheinlicher, daß auch im Erdfallgebiet am Heiligen Meer zu oberst unter dem Diluvium Buntsandstein oder sonst eine jüngere Schicht liegt, unter der die Auflösung erfolgt, und daß diese solange als Gewölbe über dem entstandenen Hohlraum sich hält, als der Druck der darüber liegenden jüngeren Massen nicht zu stark wird und das Gewölbe eindrückt.

z. Z. Liegnitz, den 26. Juni 1913.

Ein Beitrag zur Gliederung des Oberen Buntsandsteins im östlichen Oberschlesien.

Von Herrn **P. Assmann** in Berlin.

Die erste auf sorgfältigen paläontologischen Untersuchungen beruhende Gliederung der tieferen Triasschichten Oberschlesiens wurde von Eck in seinem Buch »Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien« 1865 veröffentlicht. In dieser Arbeit sind als Röt jene hellen, mergeligen Dolomite aufgefaßt worden, welche durch das häufige Auftreten von *Myophoria costata* hinreichend gekennzeichnet sind, sowie die braunroten, sandstreifigen Letten im Liegenden dieser Dolomite. Die darunter lagernden lettestreifigen, z. T. rotgefärbten, scharfen Quarzsande und kalkigen Sandsteine rechnete Eck zum Unteren Buntsandstein, alle über den Dolomiten lagernden Schichten, als deren unterste Stufe er die seiner Meinung nach fossilfreien kavernösen Kalke betrachtete, stellte er zum Muschelkalk. F. Roemer verwertete diese Auffassung bei der Herausgabe seines Buches »Die Geologie von Oberschlesien« sowie bei der von ihm im Maßstabe 1 : 100000 bearbeiteten geologischen Karte von Oberschlesien.

Kosmann[1]) gab 1883 bei der Beschreibung des Schichtenprofils des Röts auf der Maxgrube bei Michalkowitz als Mächtigkeit 22 m an. Hinsichtlich der Abgrenzung des Röts gegen das Hangende und Liegende folgte er den von Eck gegebenen Richtlinien.

[1]) Kosmann, Das Schichtenprofil auf der Maxgrube bei Michalkowitz. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 35, S. 860, 1883.

Tietze[1]) kam 1888 bei der Bearbeitung der geologischen Verhältnisse der Umgegend von Krakau zu dem Ergebnis, daß alle Schichten, welche zwischen dem Carbon und den kalkig-dolomitischen Triasschichten liegen, dem Buntsandstein angehören. Er stützte sich hierbei vor allem auf die deutliche Diskordanz zwischen diesen Bildungen und dem darunterliegenden Carbon sowie auf die konkordante Überlagerung durch den marinen Röt und den Muschelkalk. Mit dieser Auffassung trat Tietze in Gegensatz zu F. Roemer, welcher die groben Konglomerate, Sandsteine und Porphyrtuffe von Trzebinia in Galizien sowie die dolomitischen Kalkeinlagerungen bei Karniowice, die Reste von Araucarien, *Neuropteris*-Arten und andere mehr auf Rotliegende Schichten als auf Buntsandstein hindeutende Pflanzen geliefert hatten, für Perm hielt. Einen ganz anderen Standpunkt vertrat Michael[2]), welcher alle Schichten zwischen dem Carbon und den Rötdolomiten zum Rotliegenden rechnete. Die sogenannten kavernösen Kalke zog er dagegen zum Röt, da es ihm gelang, *Myophoria costata* darin nachzuweisen. Ferner erkannte er, daß die kavernösen Kalke keinen durchgehenden Horizont bilden, sondern durch die Atmosphärilien am Ausgehenden der Kalke hervorgerufene Gelegenheitserscheinungen an normalen Kalken sind. Zu dieser Auffassung gelangte er u. a. durch die Tatsache, daß in den Tiefbohrungen, wo jene Schichten in der Regel unter einem mehr oder weniger mächtigen Deckgebirge angetroffen werden, nur höchst selten kavernöse Partieen (und auch dann nur in unmittelbarer Nähe von Spalten) beobachtet werden können. Ahlburg[3]) beschäftigte sich im wesentlichen nur mit den Verhältnissen im südlichen Oberschlesien, wo er den Nachweis lieferte, daß dort im Liegenden der Rötdolomite fast ausschließlich Schichten des Rotliegenden auftreten. Den Röt gliederte er wie Michael in Rötdolomite und kavernöse Kalke. Außerdem zog er diejenigen roten Tone noch zum Röt,

[1]) E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. Jahrb. d. k. k. Geologischen Reichsanstalt Bd. 37, S. 436, 1887.

[2]) R. Michael, Aufnahmeergebnisse auf Bl. Beuthen. Dieses Jahrbuch Bd. XXVI, 1905, S. 732.

[3]) Joh. Ahlburg, Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. der Preuß. Geol. Landesanstalt. N. F. Heft 50, S. 9, 1906.

welche bei Lendzin und vereinzelt auch in Galizien im Liegenden der Dolomite anstehen.

Aus dem bisher Gesagten geht hervor, daß über die Stellung und Gliederung des Buntsandsteins in Oberschlesien sowie über seine Abgrenzung gegen das Palaeozoicum und den Muschelkalk sehr verschiedene Meinungen von den einzelnen Autoren geäußert worden sind. Im Anschluß an meine Aufnahmetätigkeit auf den Blättern des oberschlesischen Industriebezirks hatte ich Gelegenheit, mich eingehend mit dieser Materie zu beschäftigen. Die Ergebnisse habe ich in den nachstehenden Ausführungen zusammengefaßt. Für einige wertvolle mündliche Mitteilungen sei Herrn Prof. Michael an dieser Stelle bestens gedankt. Vorausschicken möchte ich nur, daß nach unserer jetzigen Auffassung nur Schichten des Oberen Buntsandsteins (Röt) in Oberschlesien entwickelt sind, während der Mittlere und Untere Buntsandstein ebenso wie der Zechstein fehlen.

Gliederung des Röts.

Obere Rötschichten (Stufe der *Myophoria costata*), bis 55 m mächtig	Rötkalke (Lingulaschichten) Rötdolomite (Zone der *Beneckeia tenuis*)	Gelegentlich zu kavernösen Kalken verwittert
Untere Rötschichten, bis 30 m mächtig	Rote Tone, scharfe Sande und mürbe Sandsteine (Neudecker Schichten)	

a) Untere Rötschichten (Neudecker Schichten)[1].

Diese Schichten bestehen aus braunroten, seltener bläulichen Letten, scharfen, lettestreifigen Quarzsanden und lockeren Sandsteinen mit kalkigem Bindemittel. Die Sande lassen meist eine deutliche Hauptschichtung vermissen, zeigen aber nicht selten Kreuz-

[1]) Die Bezeichnung jener Schichten als »Neudecker Schichten« ist deshalb erfolgt, weil sie südlich von Neudeck ihre ausgedehnteste oberflächliche Verbreitung besitzen.

schichtung. Eine gewisse Gesetzmäßigkeit in der Verteilung von Letten und klastischen Sedimenten besteht insofern, als in den oberen Lagen die Letten vorherrschen, während in den tieferen die Sande und Sandsteine überwiegen. Die Letten enthalten zahlreiche Glimmerschuppen. Ihre chemische Zusammensetzung veranschaulichen nachstehende Analysen[1]):

Fe_2O_3	8,00	11,48	4,63 %
Mn_3O_4	0,13	0,40	0,23 »
Al_2O_3	20,62	26,53	9,21 »
ZnO	—	0,15	— »
CaO	1,66	0,97	25,40 »
MgO	1,60	1,24	0,46 »
SiO_2	62,28	49,78	37,48 »
P_2O_5	0,009	0,022	0,005 »
CO_2	—	—	19,34 »
H_2O	5,66	9,39	3,19 »

In der Hauptsache enthalten die roten Letten SiO_2, Al_2O_3 und Fe_2O_3. Auffällig ist der hohe Gehalt an kohlensaurem Kalk in Probe 3, der vielleicht bei der Transgression des Rötmeeres hineingelangt sein mag, indem die vordringenden Fluten die Tone aufwühlten und mit ihren kalkig-dolomitischen Sedimenten vermengten.

Analyse eines kalkigen Sandsteins von Lipine:

Fe_2O_3	0,85 %
Mn_3O_4	0,12 »
Al_2O_3	3,93 »
CaO	15,87 »
MgO	0,24 »
SiO_2	65,60 »
P_2O_5	0,003 »
CO_2	12,12 »
H_2O	1,21 »

[1]) Diese Analysen sind mir in dankenswerter Weise von Herrn Bergreferendar Loebner zur Verfügung gestellt worden.

Diese Sandsteinanalyse unterscheidet sich von derjenigen der roten Letten hauptsächlich nur durch den geringen Gehalt an Al_2O_3 und Fe_2O_3. Der Hauptbestandteil ist auch hier die Kieselsäure, zu welcher wie in der Analyse der Lettenprobe 3 noch der höhere Kalkgehalt hinzukommt.

Die Mächtigkeit dieser Schichten schwankt zwischen 8 und 30 Metern. Am geringsten ist sie — wenn man dabei einige kleinere Vorkommen westlich von Nikolai unberücksichtigt läßt — auf dem Südflügel der Beuthener Mulde bei Chorzow, Lipine und Bittkow, während auf dem Nordflügel der Mulde z. B. bei Friedrichwille und Neudeck sowie weiter westlich bei Karchowitz Mächtigkeiten bis zu 30 Metern in Bohrungen nachgewiesen worden sind.

Die Hauptverbreitung der Neudecker Schichten liegt in der Beuthen-Czeladzer Erzmulde, wo sie das Kohlengebirge diskordant überlagern. Auf dem Südflügel der Mulde des preußischen Anteils streichen sie in einem mehr oder weniger breiten Streifen aus, der sich von Bittkow aus über Chorzow, Südlagiewnik nach Chropaczow hin erstreckt. Auf dem Nordflügel der Mulde treten diese Schichten bei Deutsch-Piekar zu Tage und lassen sich oberflächlich bis nach Neudeck hin verfolgen. Weiter nördlich werden sie dann von diluvialen Schichten verhüllt. In einzelnen Bohrungen sind sie noch bei Zyglin, Georgenberg und Friedrichshütte nachgewiesen worden. Auch jene Schichten, welche bei Schierot (Bl. Tost) die Culmschiefer überlagern, gehören in dieses Niveau. Im Süden scheint die Verbreitung der Neudecker Schichten nicht über eine Linie hinauszugehen, welche die Ortschaften Czuchow, Nikolai und Krassow verbindet. Die Bildungen, welche bei Lendzin, Kol. Neu-Anhalt und am Chelmer Berge im Liegenden der Rötdolomite auftreten, gehören dem Rotliegenden an[1]). Desgleichen lagert der Rötdolomit in der Umgegend von Karniowice und Filipowice (Galizien) unmittelbar dem Rotliegenden auf[2]).

Die stratigraphische Stellung der Neudecker Schichten war von jeher sehr unsicher. Die Klärung der Altersfrage machte

[1]) Vergl. Joh. Ahlburg, Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. Heft 50, S. 10—13.

[2]) Vergl. S. 14.

wohl deshalb besondere Schwierigkeiten, weil jene Schichten zunächst nur am Rande der Beuthener Mulde aufgeschlossen waren, wo sie zwischen marinen Rötschichten und dem Carbon lagern. Durch eine Anzahl Bohrungen bei Lassowitz, Georgenberg, Zyglin und Friedrichshütte ist nun weiter festgestellt worden, daß sie dort über dem von MICHAEL nachgewiesenen Rotliegenden auftreten. Berücksichtigt man nun, daß nördlich von Tarnowitz die Schichten des Rotliegenden in einem mehrere 100 Meter tiefen Graben[1]) liegen, dessen südliche Randverwerfung durch Neudeck hindurchgeht und dann in westsüdwestlicher Richtung auf Tarnowitz zuläuft, während im Süden dieser Verwerfung die Rotliegenden Schichten vollkommen erodiert worden sind, berücksichtigt man ferner, daß diese Erosion vor sich gegangen ist, noch bevor die Neudecker Schichten abgelagert wurden, so wird man zu dem Ergebnis kommen, daß zwischen der Ablagerung des Rotliegenden und der der Neudecker Schichten ein größerer Zeitraum gelegen haben muß. Die Abtragung des Rotliegenden in den nicht versenkten Gebieten wird wohl zur Zeit des Zechsteins erfolgt sein. Dafür spricht in erster Linie das vollständige Fehlen von Zechsteinablagerungen in Oberschlesien, welches während dieser Periode, wahrscheinlich auch noch zu Beginn des Mesozoicums wohl ein Kontinent gewesen ist. Aus diesen Gründen erscheint es mir gewiß, daß die Neudecker Schichten jünger sind als das Rotliegende und der Zechstein, daß sie also nicht ins Palaeozoicum gehören, sondern als mesozoische Schichten angesehen werden müssen. Für diese Auffassung spricht auch ihre konkordante Lagerung zu den übrigen Triasschichten. Die Angliederung der Neudecker Schichten an den Oberen Buntsandstein als tiefste Stufe desselben erfolgte auf Anregung von MICHAEL vor allem deshalb, weil in einigen Aufschlüssen bei Deutsch-Piekar eine innige Verquickung den hangendsten roten Letten mit den dolomitischen Kalken der marinen Rötschichten festgestellt werden konnte. Am Nordabhang des Kal-

[1]) Vergl. R. MICHAEL, Aufnahmeergebnisse auf Blatt Tarnowitz. Dieses Jahrbuch Bd. 25, 1904, S. 782.

varienberges bei Deutsch-Piekar ist in einigen Tongruben folgendes Schichtenprofil aufgeschlossen:

Gelber, dolomitischer, z. T. kavernöser Kalkstein	50 cm
Rote Letten mit Brocken von dolomitischem Kalkstein	220 »
Gelber, fester, dolomitischer Kalkstein	10 »
Rote Letten mit Einlagerungen von graublauen Letten und Sanden	80 »
Hellgelber, scharfer Sand	50 »

An dieser Stelle wird von 220 cm mächtigen, roten Letten eine 10 cm mächtige Kalksteinbank überdeckt, welche sich nur wenig von der Hauptmasse der Rötdolomite bezw. der kavernösen Kalke unterscheidet. Auch scheinen die lagenförmig angeordneten Kalkbrocken in den roten Letten auf zerstörte dünne Dolomit- oder Kalksteinbänkchen hinzudeuten, die einst von dem nach Oberschlesien vordringenden Rötmeere abgelagert und nach einem vorübergehenden Zurückweichen des Meeres wieder teilweise vernichtet wurden. Die stärkere Kalkbank blieb dagegen erhalten. Wir haben also hier an der Grenze von marinen Rötschichten und roten Letten eine Verzahnung der Schichtenglieder vor uns, die eine Angliederung der Neudecker Schichten an den Oberen Buntsandstein wohl rechtfertigt.

Ihrer Entstehung nach sind diese Schichten wahrscheinlich als eine Festlandsbildung anzusehen. Schon die petrographische Beschaffenheit der Sande und Sandsteine, deren Quarzkörner eine äußerst schwache oder überhaupt keine Abrollung erkennen lassen, zeigt, daß man es mit keiner marinen Strandablagerung zu tun hat. Ich halte sie für das durch Regengüsse abgeschwemmte Verwitterungsprodukt älterer Schichten, vornehmlich des Rotliegenden und des Carbons. Die Letten können vielleicht als Beckenablagerungen gedeutet werden.

Das im Liegenden der Neudecker Schichten auftretende Steinkohlengebirge ist nicht selten an seiner Oberfläche etwas gerötet. Gelegentlich reicht jene Rotfärbung bis zu 20 m Tiefe hinab. Über ihre Ursache sowie über die Zeit ihrer Entstehung lassen sich keine bestimmten Angaben machen. Es ist aber wahrscheinlich, daß sie nicht erst während der Ablagerung der Neudecker Schichten, sondern bereits zur Zeit des Rotliegenden erfolgt ist.

b) Obere oder marine Rötschichten (Stufe der Myophoria costata).

Der Obere Röt setzt sich teils aus Dolomiten, teils aus Kalken zusammen, welche eine marine Fauna bergen. Er besitzt im Bereiche der Beuthener und Tarnowitzer Mulde etwa 55 m, im südlichen Oberschlesien nur 12—15 m Mächtigkeit. Die Zugehörigkeit dieser Schichten zum Oberen Buntsandstein ist durch das Vorkommen von *Myophoria costata* begründet. Das Vorrücken des Rötmeeres nach Oberschlesien ist scheinbar allmählich erfolgt. Die zahlreichen, lagenförmig angeordneten Kalkbrocken sowie die 10 cm mächtige Kalksteinbank zwischen den roten Letten in den Aufschlüssen bei Deutsch-Piekar zeigen, daß vor der endgültigen Überflutung ein mehrmaliges Vordringen und Zurückweichen des Rötmeeres eingetreten ist. Ein Transgressionskonglomerat beobachtete Ahlburg[1]) in den Aufschlüssen am St. Clemensberge bei Lendzin, wo unmittelbar über den rötlichen Sandsteinen des Rotliegenden die Rötdolomite zahlreiche größere Kieselgerölle aus dem Liegenden einschließen.

1. Die Rötdolomite.

(Schichten mit *Beneckeia tenuis.*)

Die Hauptmasse der marinen Rötschichten bilden blaugraue, oft hellgelb gefleckte, bankige, z. T. stark tonige Dolomite und dolomitische Kalke, deren tonige Lagen meist sehr glimmerreich sind. Eine weitere Gliederung der Rötdolomite war nicht durchzuführen, da vorläufig noch zu wenig Beobachtungen darüber vorliegen, ob einzelne, lokal durch besondere petrographische oder paläontologische Merkmale gekennzeichnete Bänke weitere Verbreitung besitzen. Einen Versuch, solche Leitschichten im Rötdolomit auszuscheiden, hat s. Z. Herr Bergassessor Richter in seiner Examensarbeit gemacht, in welcher er die geologischen Aufschlüsse der neuen Schächte des Steinkohlenbergwerks »Andalusien« bearbeitete. Er erwähnt 10 m über der Sohle der marinen Rötschichten eine Bank, in der zahlreiche Exemplare von *Worthenia silesiaca*

[1]) Joh. Ahlburg, Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. der Preuß. Geol. Landesanstalt. N. F. Heft 50, S. 13.

vorkommen. Ferner tritt nach Richter's Angaben 2 m höher eine 20 cm starke Bank mit zahlreichen Resten von *Cymatosaurus* auf. Darüber lagert ein 2 m mächtiges Konglomerat, welches viele, aber nur schwach abgerollte Dolomitbrocken einschließt. Die Bank mit den Worthenien habe ich später auch in dem Schichtenprofil des Holzschachtes der Radzionkaugrube, die konglomeratische Schicht im Profil des Römhildschachtes nachweisen können[1]).

Die chemische Zusammensetzung des Rötdolomites ist ziemlich ungleichmäßig. Er enthält 24,6—42 % (durchschnittlich 31—33 %) CaO, 3,5—20 % (durchschnittlich 15—16 %) MgO, 0,2—16,4 % (durchschnittlich 7—8 %) Al_2O_3 und 2,1—20 % (durchschnittlich 3—5 %) SiO_2.

Die Fauna der Rötdolomite besteht ganz überwiegend aus Zweischalern und Gastropoden. Die Cephalopoden sind nur durch *Beneckeia tenuis*, die Brachiopoden durch *Lingula tenuissima* vertreten. Von Nothosauriden sowie von Fischen der Gattungen *Gyrolepis* und *Acrodus* liegen Knochen, bezw. Schuppen und Zähne vor. Echinodermen fehlen gänzlich. Alle aus dem nördlichen Oberschlesien bekannt gewordenen Versteinerungen stammen aus Schächten und Tiefbohrungen. Dort, wo jene Schichten an die Oberfläche treten, haben sie (namentlich im nördlichen Oberschlesien) aus Gründen, die später noch näher erläutert werden sollen, wenig organische Reste geliefert. Eine besonders reichhaltige Fauna hat Ahlburg von Lendzin beschrieben. Er erwähnt von dort auch eine Anzahl Gastropoden, die im nördlichen Oberschlesien bisher unbekannt geblieben sind.

Verzeichnis der organischen Einschlüsse:

Lingula tenuissima Br.
Lima striata Goldf.
Velopecten Albertii Goldf.

---

[1]) Auch Kosmann erwähnt bei der Beschreibung des Schichtenprofils des Röts auf der Maxgrube (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 35, S. 860, 1883) 3 Bänke in den Rötdolomiten, welche zahlreiche Wirbeltierreste enthalten. Er macht aber über die Lage dieser Bänke keine näheren Angaben.

Pecten discites Br.
Hörnesia socialis v. Schloth.
Gervilleia costata Quenst.
» *mytiloides* v. Schloth.
* *Mytilus eduliformis* Br.
Modiola triquetra v. Seeb.
Macrodon impressum Münst.
Nucula Goldfussi v. Alb.
Myophoria costata Zenk.
» *vulgaris* Br.
» *laevigata* v. Schloth.
* » *elegans* Dunk.
» *ovata* Br.
Myoconcha gastrochaena Dunk.
Pseudocorbula incrassata Münst.
» *gregaria* Münst.
Pleuromya musculoides v. Schloth.
* cf. » *Ecki* E. Phil.
» *rugosa* Ahlb.
» *fassaënsis* Wissm.
Thracia mactroides v. Schloth.
Beneckeia tenuis v. Seeb.
* *Worthenia Fritschi* E. Pic.
* » *Michaeli* Ahlb.
» *silesiaca* Ahlb.
* » *globosa* Ahlb.
» ex aff. *Worthenia Hausmanni* Goldf.
Neritaria lendzinensis Ahlb.
* » *grandis* Ahlb.
* » cf. *sphaeroidica* E. Pic.
» *oolithica* Gein.
* *Naticella* sp.
cf. *Omphaloptycha gracilior* v. Schaur.

---

*) Die mit einem * versehenen Formen sind solche, welche Ahlburg aus den Rötdolomiten des südlichen Oberschlesiens anführt, im nördlichen Oberschlesien bisher aber nicht gefunden worden sind.

Coelostylina cf. *gregaria* v. Schloth.
*cf. *Ptychostoma Santae Crucis* Laub.
**Ampullina silesiaca* Ahlb.
Schuppen und Zähne von *Gyrolepis* und *Acrodus*
Knochen von *Cymatosaurus* sp.

2. Die Rötkalke.

Die Rötkalke sind im nördlichen Oberschlesien etwa 12—15 m mächtig, im Süden sinkt ihre Mächtigkeit auf 3—5 m herab. Sie bestehen aus krystallinen und dichten, z. T. auch mergeligen oder dolomitischen Kalken von grauer bis graugelber Farbe, welche dünne tonig-lettige Schichten von einander trennen. In den obersten Partieen treten einzelne Lagen von Feuersteinknollen auf. Der Übergang von der dolomitischen zur kalkigen Stufe erfolgt allmählich[1]), indem sich den Dolomiten zunächst einige reine Kalksteinbänke einschalten. Die kalkigen Einlagerungen werden dann in den jüngeren Schichten immer häufiger, bis sie schließlich die Dolomite gänzlich verdrängen. Die hangendsten Schichten der Rötkalke (etwa 2 m) bestehen im Bereiche der Beuthener und Tarnowitzer Mulde aus besonders dünnbankigen krystallinen und dichten Kalken, in denen *Myophoria costata* nicht mehr vorkommt. Ihre Angliederung an den Röt erfolgte aber deshalb, weil ihnen das für den Unteren Muschelkalk charakteristische Leitfossil, der *Dadocrinus gracilis*, noch fehlt.

Die Faunen der Kalke und Dolomite weisen nur geringe Unterschiede auf. *Beneckeia tenuis* sowie eine Anzahl von Gastropoden scheinen allerdings auf die dolomitischen Schichten beschränkt zu sein. *Myophoria costata* ist in den Rötkalken wesentlich seltener als in den tieferen Schichten. Bei der Besprechung des Unteren Wellenkalks hebt Ahlburg hervor, daß bei Lendzin und Krassow in den obersten Schichten unter der ersten *Dadocrinus*-Bank ausschließlich *Lingula tenuissima* vorkommt. Er bezeichnete daher jene Schichten als *Lingula*-Bänke. Ihre Mächtigkeit gibt er auf etwa 3 m an. Im nördlichen Oberschlesien findet sich *Lingula tenuissima* ebenfalls sehr häufig in den tonig-lettigen Lagen der Röt-

[1]) Vergl. R. Michael.

kalke vor. In den Rötdolomiten wird sie gewöhnlich nur vereinzelt beobachtet[1]). Es entsprechen daher möglicherweise jene wenig mächtigen *Lingula*-Bänke von Krassow usw. der ganzen kalkigen Rötstufe des nördlichen Oberschlesiens, zumal dort die Mächtigkeit der marinen Rötschichten nur etwa $^1/_3$—$^1/_4$ von derjenigen in der Beuthener Mulde beträgt.

Verzeichnis der organischen Einschlüsse:

Lingula tenuissima Br.
Terquemia complicata Goldf.
Placunopsis ostracina v. Schlotii.
Lima striata Goldf.
» *lineata* Goldf.
Velopecten Albertii Goldf.
Pecten discites Br.
Hörnesia socialis v. Schloth.
Gervilleia costata Quenst.
» *mytiloides* v. Schlotii.
Mytilus eduliformis Br.
Modiola triquetra v. Seeb.
Macrodon impressum Münst.
Nucula Goldfussi v. Alb.
Myophoria costata Zenk.
» *vulgaris* Br.
» *laevigata* v. Schloth.
Myoconcha gastrochaena Dunk.
Pseudocorbula incrassata Münst.
» *gregaria* Münst.
Pleuromya musculoides v. Schloth.
» *rugosa* Ahlb.
Thracia mactroides v. Schloth.
Loxonema obsoletum v. Ziet.

[1]) Kosmann erwähnt zwar bei der Besprechung des Profils auf der Maxgrube in der dolomitischen Stufe eine Bank mit zahlreichen Exemplaren von *Lingula tenuissima* auf den Schichtflächen. Meines Wissens nach sind aber derartige Beobachtungen sonst nicht gemacht worden.

cf. *Coelostylina gregaria* v. Schloth.
Omphaloptycha sp.
Schuppen und Zähne von *Saurichthys*, *Gyrolepis*, *Acrodus*.
Reste von Nothosauriden.

In der bisher besprochenen Weise finden wir die marinen Rötschichten entwickelt, sobald sie den Einflüssen der Atmosphärilien dauernd entzogen waren, wenn ihnen also überlagernde Gebirgsglieder hinreichenden Schutz vor Verwitterung gewährten. Treten sie jedoch an die Erdoberfläche, so beginnt ein Auslaugungs- und Umkrystallisationsprozeß, der jene Schichten allmählich in einen dunkelbraunen, spätigen Kalk mit zahlreichen Hohlräumen verwandelt. Dieser Umkrystallisationsprozeß ist von Neminar[1]) und Ahlburg[2]) eingehend erörtert worden, so daß ich an dieser Stelle nicht mehr darauf zurückzukommen brauche. Bei diesem Vorgang wurden in der Regel alle organischen Einschlüsse zerstört. Nur ausnahmsweise sind Versteinerungen in kavernösen Kalken erhalten geblieben. Einen etwas größeren Widerstand gegen diesen Verwitterungsprozeß leisten besondes tonige Dolomite. Sie zerfallen unter dem Einflusse der Tagewässer zu einem mürben, mergeligen Produkte, welches gewöhnlich nur sporadisch von spätigen, bezw. kavernösen Kalken durchwachsen ist. Diese teilweise umkrystallisierten Rötdolomite enthalten nicht selten noch 10 % $MgCO_3$, während reine kavernöse Kalke nur etwa 2—3 % $MgCO_3$ aufweisen.

Die marinen Rötschichten streichen auf dem Nordrande der Beuthen-Czeladzer Mulde in einem von SO. nach NW. verlaufenden Bande zwischen Deutsch-Piekar und Radzionkau aus. Ferner besitzen sie weiter nördlich bei Koslowagora, Orzech, Neudeck, Alt-Chechlau und Neu-Chechlau ausgedehnte Verbreitung. Auf dem Südflügel der Mulde treten sie vornehmlich bei Hohenlinde, Schlesiengrube, Hubertushütte und Florentinegrube sowie weiter östlich bei Chorzow und Bittkow auf. Im südlichen Oberschlesien sind

[1]) Neminar, Über die Entstehung der Zellenkalke. Tscherm. Mineral. Mitteilungen im Jahrbuch d. k. k. R.-A., 1875, S. 251 ff.

[2]) Joh. Ahlburg, Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanstalt. N. F. Heft 50, S. 38—41.

sie am Aufbau der kleinen Triasinseln bei Lendzin, Krassow usw. beteiligt.

Die Aufschlüsse im marinen Röt sind außerordentlich zahlreich. Da jedoch von den Gesteinen aller Rötschichten nur die roten Letten zur Ziegelfabrikation und als Besatzmaterial für Bohrlöcher Verwendung finden, die Rötdolomite sowie die sekundär gebildeten kavernösen Kalke dagegen so gut wie keine technische Verwertbarkeit besitzen, und erst die dickbankigen Kalke des Röts und des Unteren Wellenkalks wieder in Steinbrüchen abgebaut werden, so sind im nördlichen Oberschlesien die Aufschlüsse im marinen Röt naturgemäß auf die liegendsten und hangendsten Schichten beschränkt. Aufschlüsse in den untersten Rötdolomiten liegen zwischen Königshütte und Chropaczow, ferner am Kalvarienberge bei Deutsch-Piekar. In den hangendsten Rötschichten sind Aufschlüsse ziemlich zahlreich bei Chorzow, am Nordausgang von Südlagiewnik, in Hohenlinde, bei Hubertushütte, Schlesiengrube, Florentinegrube, sowie zwischen Deutsch-Piekar und Radzionkau, ferner bei Orzech, Naklo, Neu-Chechlau und Alt-Chechlau vorhanden. Im südlichen Oberschlesien sind kleinere Aufschlüsse aus der Gegend von Lendzin, Krassow und am Chelmer Berge zu erwähnen.

Berlin, den 2. Juli 1913.

Sach-Register.

(*Die Fossilnamen sind cursiv gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen usw. enthalten, und die Tafelnummern sind* ***fett*** *gedruckt.*)

Seite

A.

Abtragung basaltischer Massen, Rhön 417
Acaste Schmidti Taf. **1**, Fig 1—3 545, 603
Acrodus 284, 666
» *Braunii* 316, 337
» *Gaillardoti* . . . 316, 336
» *immarginatus* 278, 296, 337
» *lateralis* 278, 296, 316, 327, 336
» *pulvinatus* 335
» *substriatus* . . . 278, 296
Actinocamax quadratus 178
Actinodesma Annae 554
Adansonia digitata 18
Aegoceras capricornu 226
» *planicosta* 225
Aganides distortus 108
» *paradoxus* . . . 116, 124
» *subtriangularis* . . 108, 116
Allertalgraben 633
Alt-Tarnowitzer Schichten . . . 332
» » , Analyse **333**
Amaltheus margaritatus 226
Ampullina pullula 326
» *silesiaca* 668
Amygdalus persicoides 46
Andromeda Goepperti 57
» *Grayana* 57
» *narbonnensis* . . . 57

Seite

Andromeda paniculata 57
» *protogaea* Taf. **5**, Fig. 29, 30 . . 56, 57, 89, 90
» *recurva* 57
Anhydrit Seeste 656
Anona altenburgensis Taf. **4**, Fig. 1 28, 88, 89
» *cacaoides* 29
» (?) *devonica* 29
» *elliptica* 29
» *Morloti* 29
Anoplophora sp. . . 278, 296, 338
Aphyllites Vanuxemi 123
Aquilaria Agallocha 51
» *germanica* Taf. **5**, Fig. 6—8 50
» *malaccensis* 51
» *sinensis* 51
Aralia discoidea 10
Araliaecarpum Taf. **1**, Fig. 19 . 9
Arietites Bucklandi 225
» *geometricus* 225
Asse-Antiklinale 253
Aspidura scutellata . 283, 284, 297
» *similis* . . 283, 284, 297
» *squamosa* 284
Athyris globula . . 586, 605, 607, 609
» *undata* . . 586, 605, 608, 609
Aufpressungshorst Barneberger Höhenzug . 251

Seite

Aufpressungshorst Dorm . . . 251
Aufpressungsoser 199, 202
Aviculopecten sp. 553, 603

B.

Baculites Schlueteri 177
Balanites aegyptiaca 36
Balanitocarpum ovatum Taf. 4, Fig. 15 36
Balatonites Ottonis . . . 290, 299
Basalt Niederhessen 410
» Poppenhausen-Gersfeld . 442
» Rhön 412, 416
Basaltdecken 409
Basaltdurchbrüche Elters-Langenberg 437
Basaltgänge 409
» Heldburg 455
» Hessen 471
» Rhön . . . 452, 457
» Thüringen . . 454, 471
Basaltische Massen Rhön, Abtragung 417
Beckentonbildungen Königslutter 243
» Süpplingen . 243
Belemnitella mucronata 174, 175, 176, 178, 231
Belemnites Brunsvicensis 231
» *minimus* 231
» *paxillosus* 226
Bellerophon hipartitus 549
» *macrostoma* 548
» *rhenanus* . . . 548, 603
» *sphaericus* Taf. 1, Fig. 4—8 549
» *tumidus* 548
Beneckeia Buchi . 285, 287, 290, 299
» *tenuis* 665, 666, 667, 668
Betulaceae 243
Beuthen-Czeladzer Erzmulde 662, 670
Beuthener Mulde 275, 331, 662, 665
Bleizinkerzlagerstätten Oberschlesien 317
Bohrung Albrechtshall 219
» Karstenhütte 367
» Kosel 403

Seite

Bohrung Kriewald 401
» Lastadie 131
» Lukas 369
» Nannyhütte 367
» Otto 366
» Reitling I 209
» Reitling II 212
» Sohrau 365
» Stanowitz 369
» Ulrich 368
» Waldheim 368
» Zawada 370
Bohrungen Oberschlesien . . . 365
» Pallowitz . 372, 373, 376
» Stettin 153
Brauneisenerz, lateritartig . . . 233
» Rottorf am Klei . 225
Braunkohle Helmstedt 232
» Grube Maria Theresia, Alter 3
» Nirmer Tunnel . . 3
» Rhön 412
Braunkohlenbecken Egeln-Staßfurt 236
» Helmstedt . 236
» Helmstedt-Staßfurt 206, 237
» Oschersleben 236
» Schöningen 236
Braunkohlenflöz Grube Maria-Theresia, Pflanzenreste im . . 21
Braunkohlenformation, eocäne . 233
» märkische 144
Braunkohlenquarzit, Verbreitung 630
Braunkohlenquarzitblöcke Rhön 419
Braunkohlentagebau Helmstedt Fig. 2 239
Brockengranit 626
Bröckelschiefer Thüringer Wald 481
Bumelia expansa 83
» *minor* 82
» *Oreadum* 83
» *subspathulata* 83
Buntsandstein Dorm und Elm . 211
» Königslutter . . 209
» (Oberer) Oberschlesien 658

Seite

Buntsandstein Süpplingen . . . 209
» Thüringer Wald . 481
Buntsandsteinsattel Staßfurt-Egeln 206

C.

Calycites cinnamomeus Taf. 6, Fig. 27 75
» *pateraeformis* Taf. 6, Fig. 25, 26 76
» *quinquesepalus* Taf. 6, Fig. 29 77
» *verbenaceus* Taf. 6, Fig. 28 76
Camaraphoria Schlotheimi . . . 480
Camarotoechia daleidensis . . . 609
Capitosaurus silesiacus 276, 279, 297
Capulus subquadratus 551
Carbon Oberschlesien 659
» Schafberg 652, 654
Carcharodon 240
Cardiola interrupta 614
Carpolithes apiculatus Taf. 6, Fig. 23 75
» *baccatus* Taf. 5, Fig. 43 67
» *Boveyanus* 73
» *burseracerus* Taf. 7, Fig. 10—12 . . . 84, 87
» *clavatus* Taf. 6, Fig. 20—22 74
» *complanatus* Taf. 6, Fig. 15, 16 72
» *convolvulaceus* Taf. 5, Fig. 42 65
» *dactyliformis* Taf. 7, Fig. 8, 9 . . . . 83, 87
» *diospyroides* Taf. 5, Fig. 34 59
» *erythroxyloides* Taf. 6, Fig. 6 69
» *Fliegelii* Taf. 1, Fig. 25—32, Taf. 6, Fig. 12—14 . . . 16, 71, 88
» *globulus* 73
» *Hafniensis* 9
» *inaequilaterus* Taf. 6, Fig. 5 68
» *Johnstrupii* Taf. 6, Fig. 18, 19 . . 73, 74, 88

Seite

Carpolithes lawsonioides Taf. 6, Fig. 17 72
» *nyssoides* 46
» *octosulcatus* Taf. 6, Fig. 9 70
» *populinus* Taf. 1, Fig. 38 . . . . . 20, 86
» *pyramidatus* Taf. 6, Fig. 1—4 66
» *quadrangularis* Taf. 5, Fig. 40 64
» *quinquangularis* Taf. 5, Fig. 37—39 63
» *quinquesepalus* Taf. 5, Fig. 41 65
» *reniculus* Taf. 1, Fig. 37 . . . . . 19, 86
» *rhoideus* 40
» *rostellatus* Taf. 6, Fig. 7, 8 69
» *scurellaris* Taf. 1, Fig. 33—36 18
» *sphaerula* 73
» *symplocoides* Taf. 6, Fig. 10 70
» *terebinthinoides* Taf. 6, Fig. 11 71
» *tuberculatus* Taf. 6, Fig. 24 75
» *Wetzleri* Taf. 2, Fig. 1—8 . . . . . 12, 86
Carya amara 6
» *ventricosa* Taf. 1, Fig. 2—6 5, 6, 86
Carydium gregarium . . . 569, 604
» *inflatum* Taf. 2, Fig. 3—5 . . . . . 570, 604
» *sociale* . . 569, 604, 607
» » var. *carinata* 569, 604
Casseler Graben 409
Cassianella Ecki 280, 295, 298, 309, 321, 326, 331
Ceratites compressus . 335, 336, 339
» *nodosus* . . 269, 331, 506
» sp. 287, 316
» *Strombecki* 299

Seite

Ceratodus serratus 278, 296
Charitodon procerus . . . 278, 296
Chemnitzia Hehlii 327
» *Haueri* . . . 272, 328
Chonetes dilatata 596, 605
» *gibbosa* 596
» *oblonga* 597, 606
» *plebeja* 542, 596, 597, 606, 609
» *sarcinulata* 541, 596, 597, 606, 609
» *Verneuili* 596
Cidaris grandaeva 284, 287, 289, 297, 308, 310, 315
» sp. 310
» *subnobilis* . . 289, 297, 315
» *transversa* 288, 289, 297, 308, 310, 315, 319
Cinnamomum ceylanicum . . . 75
Cistinocarpum Roemeri 50
» *decemvalvulatum* Taf. 5, Fig. 5 . . 49
Cistus Beckeranus 50
» *ladamiferus* 50
» *rostratus* 50
Cladyodon crenatus . . . 279, 296
Clethra alnifolia 56
» *Berendtii* 56
Clethraecarpum asepalum Taf. 5, Fig. 27, 28 55
Clymenia acuticostata . . . 104, 117
» *americana* 118
» *angustiseptata* 123
» *annulata* 118
» *brevicosta* 118
» *Dunkeri* 118
» *hexagona* . . . 112, 117
» *Krasnopoldskii* . . . 118
» *paradoxa* 104
» *Philippsi* 101, 108, 109, 112, 117
» *Pompeckji* 117
» *solarioides* 100, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 112, 113, 115, 117, 119, 120
Clymenienkalk Ebersdorf Taf. 8 99
Coelocentrus silesiacus 326

Seite

Coeloceras centaurus-Zone . . . 227
Coelochrysalis Ammoni 327
Coeloma holsaticum 240
Coelostylina conica 327
» *extensa* 327
» *gregaria* 278, 280, 285, 286, 296, 299, 327, 668, 670
» *Kneri* 278, 296
» *lata* 327
» *rhenana* 327
» *turrris* 327
Coenothyris vulgaris vgl. auch unter »*Terebratula vulgaris*«.
Coenothyris vulgaris 284, 308, 313, 315, 320, 325, 334, 336, 503, 506
Colobodus Chorzowensis . . 278, 296
» *Gogolinensis* . . 278, 296
» *varius* . . 278, 296, 337
Comniphora europaea Taf. 4, Fig. 21 38
» *glaucescens* 39
Conocardium sp. . . 572, 604, 609
Conocarpus tertiaria Taf. 5, Fig. 17—21 53
Corbula gibba 374
» *gregaria* 506
Cornus sericea 68
Craniella cassis Taf. 3, Fig. 13 . 597, 606, 608
Cryphaeus sp. 541
Cryptonerita elliptica 326
Ctenocrinus acicularis . . 601, 606
» sp. . . . 542, 601, 606
Ctenodonta 542
» *Beushauseni* 563
» *candida* . . . 563, 604
» *Maureri* . 564, 604, 607
» *Oehlerti* . 563, 604, 607
» *primaeva* 563
Cucullella elliptica Taf. 1, Fig. 22 bis 24 . . 565, 604, 609
» *solenoides* var. *cultrata* 566, 604
» *truncata* . . . 564, 604
Culmkieselschiefer 544
Cycloides-Bank 505

Seite
Cymatosaurus 276
» *latifrons* . . 279, 297
Cypricardella bicostula 568, 604, 608
» *elongata* Taf. 2, Fig. 1, 2 . 568, 604, 607
» *parvula* 568
» *subovata* 569, 604, 607
Cypricardia Escheri . 285, 287, 288, 290, 298, 316, 326
Cyrtina heterochta . . 586, 605, 608
Cyrtocarpa 8
Cyrtoclymenia angustiseptata . . 102
Cytisus reniculus 20

D.

Dactylosaurus gracilis . . 279, 297
Dadocrinus gracilis 274, 276, 277, 279, 280, 281, 283, 284, 289, 295, 297, 308, 315, 320, 325
» *Grundeyi* 283, 284, 297
» *Kunischi* 277, 284, 295, 297
Dadocrinuskalk 275
» Oberschlesien . 272
Dalmanella circularis 594
Dammberg, Tektonik 522
Decodon verticallatus 72
Delphinula infrastriata 309, 316, 326
Dentalium laeve . 283, 285, 287, 298
» *regulare* 326
» *torquatum* vgl. auch unter »*Entalis torquata*«.
» *torquatum* . 288, 290, 298, 309, 316, 321
Denudationsfläche Rhön . . . 411
Deroceras Davoei-Zone 227
Dielasma rhenana . . 587, 605, 607
Diluviale Störungen 141
Diluvium Gleiwitz-Rybnik, Skizze **404**
» Mittelschlesien . . . 386
» Oberschlesien 383
» Pommern, Schollen von Tertiärschotten im . . 140
» Stettin (Oberes) . . . 142
Diospyros Kaki 60
» *vetusta* Taf. 5, Fig. 32, 33 . . . . . 59, 89

Seite
Diplopora annulata 272, 315, 324, 325, 328
» *Rauffii* 325
» sp. 308, 319
Diploporendolomit 321
» , Analyse . . **323**
Discina discoides 283, 289, 297, 315, 325
Dislokationen vgl. auch unter »Spalten, Störungen, Tektonik, Verwerfungen usw.
Dislokationen, Abhängigkeitsverhältnisse . . . 408
» , Alter der . . . 407
» , präoligocäne . . 470
» , Zusammenhang mit Eruptionen . 458
» Hannover - Hessisches Bergland . 407
» Rhön, Alter . . 412
Dolomit Himmelwitz 268
» Oberschlesien, erzführend 317
Dolomitisierung des Muschelkalks 270
Dolomitschichten Georgendorf . 337
Drumlin vgl. auch unter »Schildrücken«.
Drumlin, Bildungsweise 181
Drumlinlandschaft der Westposener Hochfläche 191
Dumortieria Jamesoni-Zone . . . 227
Dynamometamorphose Thüringer Wald 644

E.

Echitonium obovatum 82
Ehretiaecarpum parvulum Taf. 5, Fig. 35 61
Eisenerze Oberschlesien, Entstehung 318
Eisenerzgrube Tarnowitz . . . 318
Eisenerzlagerstätte Schandelah . 247
Eisrandbildungen Oberschlesien . 391
Elaeagnus multiflora 71
Elaeocarpus Albrechti 47
» *globulus* Taf. 5, Fig. 1—3 . . . . . 47, 89

Seite
Elaeocarpus Holzapfeli Taf. 4, Fig. 31—33 . . . 46
Elters-Langenberger Graben . . 437
Emscher Harz 625
Emstalsande 649
Encrinus aculeatus 277, 283, 295, 297, 298, 308, 315, 320, 325
» *Carnalli* 288, 289, 308, 315, 320, 325
» *granulosus* 325
» *liliiformis* . . . 216, 335
» *silesiacus* . 308, 320, 325
» sp. 320
» *spinosus* . 288, 315, 320
Endmoräne Kalwi 187
» Lissa 387
» Mittel-Posensche . . 181
» Neusalz 387
» Storchnest 387
Entolium membranaceum . . . 176
Entalis torquata vgl. auch unter »*Dentalium torquatum*«.
Entalis torquata . . 495, 497, 499
Eocäne Braunkohlenformation . 233
Erdbeben Pommern 146
Erdfall Hopsten 648, 653
Erdfälle Dorm 213
Erzführender Dolomit Oberschlesien 317
Eruptionen, Abhängigkeitsverhältnisse . . . 408
» , abhängig von präexistierenden Spalten 429
» und Dislokationen, Zusammenhang . . . 458
Eruptionsspalten 452
» , präexististierende . . . 457
Estherien im Mittleren Buntsandstein 211
Euomphalus arietinus 290, 298, 309, 316, 321, 326
» *exiguus* . . . 298, 497
» *lineatus* 326
» *Lottneri* 316

Seite
Euphoriaecarpum litchiforme Taf. 4, Fig. 28, 29 43
Eupleurodus sulcatus 278
Eustylus aequalis 321
» *Koninckii* 327
» *minor* 327
Evonymus amissus 42, 65
» *europaea* 43
» *germanica* Taf. 4, Fig. 27 42
» *grandiflora* 42
» *Maackii* 43
» *moskenbergensis* . . . 42
» *patens* 42
» *radicans* 42
» *radobojana* 42
» *tertiaria* Taf. 4, Fig. 25, 26 41

F.

Fastebene Rhön 412
Favosites polymorpha . . 602, 606
Fenestella sp. 601, 606
Fischschuppen im Mittleren Buntsandstein 211
Flora vgl. auch unter »Pflanzenreste«.
Flora Herzogenrath 91
» der Niederrheinischen Braunkohlenformation Taf. 1—7 1
Folliculites Kaltennordheimensis Taf. 4, Fig. 24 40, 83, 89
Fossariopsis plana 326
Fossilhorizont an der Basis des Röts 213
Friesenhausen-Weyherser Graben 424
Früchte und Samen in Niederschlesischer Braunkohle . . . 3
Fuldaer Becken 418
» Graben 427

G.

Gardenia lutea 14
» *Wetzleri* 15
Gebirgsbildung vgl. auch unter »Tektonik« usw.

Seite
Gebirgsbildung Niederhessen . . 423
» Rhön (jungtertiäre) 465
Genista monosperma 40
Genuclymenia hexagona 99, 100, 101, 109, 125, 129
Georgendorfer Schichten . . . 337
Gephyroceras carinatum 110
» *retrorsum* 101, 110, 113, 124
» *tuberculatum* 101, 110, 113
Gervillia costata 277, 280, 285, 287, 295, 298, 309, 315, 320, 326, 338, 506, 667, 669
» *Goldfussi* . 338, 499, 500
» *mytiloides* 277, 280, 281, 283, 285, 290, 295, 298, 667, 669
Gervillia socialis vgl. auch unter »*Hoernesia socialis*«.
Gervillia socialis 277, 492, 493, 495, 497, 505, 506
Gigas-Schichten Osning 617
Gips Oberschlesien 349
» Seeste 656
Gipskeuper Süpplingen 221
Gipsschichten im Röt . . 212, 213
Glatziella glaucopis Taf. **8**, Fig. 1, 2 99, 100, 108, 109, 110, 112, 113, 114, 124
» *Helenae* 99, 100, 105, 106, 108, 110—120
» *Minervae* Taf. **8**, Fig. 6 99, 100, 102, 108, 112, 113, 114, 119, 121, 122, 123, 124
» *Pasquayi* Taf. **8**, Fig. 4 99, 100, 108, 112, 113, 114, 115, 119, 120, 121, 122
Glaukonitische Mergel, mitteloligocän? 240
Glimmerschiefer Thüringer Wald 643
Glyphioceras reticulatum . . . 126
Gneis Thale 646
Goniatites bisulcatus . 109, 123, 129
» *carbonarius* 123
» *inconstans* 123
» *mixolobus* 111
Seite
Goniatites solarioides . . . 103, 119
Goniophora n. sp. Taf. **2**, Fig. 6 u. 7 . . . . 572, 604
» *rhenana* . 571, 604, 607
» *Schwerdi* . . 571, 604
Gonodon planum 309, 316, 320, 326
Gorasdzer Schichten 307
Gosseletia carinata 556, 603
» *microdon* 556
» sp. 556, 603
Gräben, präoligocän 408
» Stettin 139
Grabeneinbrüche Kleinsassen . . 436
» Noppen bei Fulda 446
Granitporphyr Thal 634
» » , Analyse . **640**
Grundmoräne Königslutter . . 243
» Oberschlesien, Geschiebeführung . . 395
» Süpplingen . . . 243
Grundwasser Stettin 145
Grünsande, unteroligocäne . . . 238
Gryphaea arcuata 225
» *cymbium* 226
» *vesicularis* 176
Guajacum quinquealatum Taf. **4**, Fig. 13 35
» *sanctum* 36
Gyrolepis . . 284, 285, 339, 366
» *Albertii* 279, 296, 299, 316, 337
» *maximus* . . . 279, 296
» *tenuirostris* . . . 278, 296
» *tenuistriatus* . . 335, 337

H.

Hahnberg-Graben 424
Hahnbergmulde . . 427, 428, 429
Harz, Heraushebung des —es 625, **632**
» zur Zeit des Obersenons bis Miocäns **628**
» Haßbergzone 617
Hedera Philiberti 39
Helmstedter Becken 233
Helmstedt-Staßfurter Braunkohlenbecken 206

Seite
Hemilopas Mentzeli . . . 278, 296
Hessisch-thüringische Basaltgänge 471
Hilskonglomerat 256
» Schandelah . . 229
Homalonotus armatus . . 547, 603
» *rhenanus* . . 546, 603
Hoplites amblygonius 230
» *noricus* 256
» *Ottmeri* 230
» *radiatus* 230
Hoernesia socialis vgl. auch unter »*Gervillia socialis*«.
Hoernesia socialis 277, 280, 281, 285, 286, 287, 290, 295, 298, 309, 315, 320, 326, 336, 338, 667, 669
» *subglobosa* 277, 290, 298, 309, 315, 320, 326
Hostimella sp. 602, 606
Hungarites Strombecki 290
Hunsrück, Tektonik 528
Hybodus 339, 506
» *longiconus* 337
» *major* . . . 278, 296, 337
» *Mougeoti* 335, 337
» *plicatilis* 278, 296, 316, 335, 337
» *polycyphus* 337
» *tenuis* 278, 296

I.

Inlandeis, Spalten im 200
Interglaziale Bodenbewegungen . 142
» -r Kanal Fig. 3 . . **203**
» Verwerfungen Frankfurt a. O. 145

J.

Jodquelle Zablacz 358
» » , Analyse . . **359**
Jungtertiäre Gebirgsbildung, Rhön 465
Jura Königslutter 228
» Süpplingen 228

K.

Kalk Gorasdz 268
Kalk Mikultschütz 268
» Rybna 269
Kalkkonkretionen in Helmstedter Braunkohle 237
Kalktuff Elm 248
» Walbeck 249
Kalwier Rinne 183, 186
Karchowitzer Schichten 306, 311, 312, 313
Kastendolomite 219
Keuper Königslutter 220
» Süpplingen 220
Knollensteine Harz 629
Kohlensäuerlinge Rhön 432
Kohlensäure-Exhalationen Rhön . 473
Kohlenwasserstoffgase, Analyse . **357**
Konglomerat Groß-Wilkowitz . 335
Koprolithenschichten Helmstedt . 240
Kreide, (Untere) Gebirgsbildung . 258
» Finkenwalde 132
» Greifenhagen 132
» Heiligendorf 231
» Königslutter . . . 229, 231
» Rügen, Störungen . . . 145
» Stettin, Alter . . 132, 140
» » , Analysen . . . **133**
» » , Profil **135**
» » , Störungen . 134, 140
» » , Tektonik . . . 130
Kreidehorste Stettin 141
Kupferschiefer 480
» Schafberg . . . 655

L.

Lagergänge Granitporphyr . . . 636
Lamna 240
Lomprosaurus Göpperti . . 279, 296
Landoberfläche, präbasaltische Rhön 412, 415, 421
» präoligocäne Niederhessen 420
Larix europaea 5
» sp. 243
Laurus belenensis 79
» *canariensis* 80
» *Lalages* 79

Seite

Laurus lanceolata 80
» *larguensis* 79
» *nobilis* 80
» *ocotaefolia* 79
» *tristaniaefolia* Taf. 7, Fig. 3b, 4, 5 . . . . . 79, 87
Lawsonia europaea 73
» *inermis* 72
Ledopsis taunica . . 566, 604, 608
Leiacanthus Opatowitzanus . . . 337
» *Tarnowitzanus* . . . 337
Leiopteria crenato-lamellosa 553, 603, 607
Leptophragma Murchisoni . 176, 177
Leptospermites crassifragmus . . 52
» *spicatus* 52
Leptospermocarpum herzogenrathense Taf. 5, Fig. 9—16 . . 51
Leptostrophia explanata 609
Lettenkohlengruppe Königslutter 220
» Süpplingen 220
Lias Königslutter 223
» Süpplingen 223
Lima costata . . 290, 298, 320, 325
» *Hoperi* 175
» *lineata* 285, 290, 295, 298, 311, 315, 320, 492, 493
» *striata* 218, 277, 280, 285, 286, 287, 288, 295, 298, 309, 311, 315, 320, 325, 336, 503, 506, 666, 669
» *subpunctata* 283, 285, 286, 287, 290, 298, 315
Limoptera orbicularis 553, 603, 608
Lingula 339
» *densbergensis* Taf. 3, Fig. 14, 15 . . . . 598, 606
» *tenuissima* . . . 666, 669
Lingulabänke Oberschlesien . . 272
Linociera dubia 68
Lissocardia 339
» *ornata* 316
» *silesiaca* 316
Lithogaster 339
Livistona Geinitzi 17
» *humilis* 17

Seite

Löß Grube Prinz Wilhelm . . . **247**
» Königslutter 244, 247
» Süpplingen 244, 247
Loxonema falcatum 338
» *granietziense* 326
» *loxonematoides* 272, 328, 485
» *obsoletum* 298
» *rectecostatum* . . 316, 321
Lucina sp. 177
Lytoceras fimbriatum 226

M.

Macrodon impressum 290, 298, 309, 315, 321, 326, 667, 669
Maeneceras terebratum 111
Magdeburg-Halberstädter Becken, Tektonik Taf. 11 206, **217**, **233**, **258**
Malm Osning 616
Manticoceras bisulcatum 109
» *tuberculatum* . . . 118
Märkische Braunkohlenformation 144
Megalanteris media Taf. 2, Fig. 19, 20 . . . 588, 605, 607, 608, 609
Meletta 370, 373
Meliaceaecarpum lignitum Taf. 4, Fig. 22 39
Miocän Anhalt 168
» ? Helmstedter Becken . 241
» Oberschlesien **350**
» Sachsen 168
» Stettin 140
Mitteloligocän 171
Mittel-Posensche Endmoräne 181, 182
Mittlerer Muschelkalk, Analyse . **330**
» » Oberschlesien 330
» » Osning . 617
Modiola antiqua 560, 604
» *triquetra* . . 499, 667, 669
Modiomorpha elevata . . 560, 604
» *Herrmanni* . . . 561
» *intermedia* 562, 604, 607
» *Kayseri* Taf. 1, Fig. 18—21 . . . . . 560, 604
Moerkia praefecta 327

Seite
Monotis Albertii 490, 506
Montlivaltia triasina 308, 314, 319, 325
Morinda Brongniarti 11
Mucronatenkreide 132, 133
Mucronatensandsteine 174
Muschelkalk, Dolomitisierung . 270
» Elm 216
» Oberschlesien 273, 330, 331, 659
» » , Stratigraphie Taf. 12 . 268
» Osning 617
» Rieseberg und Elm 216
» Thüringer Wald 484, 501
Myalina Beushauseni . . . 557, 559
» *carinata* 557
» *Dammoniensis* 559
» *procerus* 557
» *solida* 558
Myoconcha gastrochaena 277, 280, 281,
» 285, 287, 295, 298, 316, 320, 667, 669
» *Goldfussi* . . . 316, 320
» *Mülleri* . 316, 320, 326
» *Roemeri* . . . 277, 295
» sp. . 277, 295, 320, 338
Myophoria cardissoides 290, 298, 315
» *circularis* . . . 566, 604
» *costata* 272, 274, 370, 658, 659, 665, 667, 669
» *curvirostris* 298, 315, 321
» *elegans* 298, 309, 321, 326, 493, 497, 667
» *Goldfussi* 273
» *inflata* Taf. 1, Fig. 25 567, 604
» *laevigata* 278, 285, 295, 298, 321, 326, 338, 490, 506, 667, 669
» *orbicularis* 328, 497, 499, 500
» *ovalis* 566, 604
» *ovata* . 326, 497, 499, 667
» *Roemeri* Taf. 1, Fig. 26 . . . 567, 604, 608
» *simplex* 506
Seite
Myophoria vulgaris 278, 280, 285, 286, 287, 295, 298, 311, 326, 336, 338, 485, 493, 497, 499, 667, 669
Myophorienschichten, Thüringer Wald 485
Myriophyllum? 243
Myrsine Centaurorum 81
» *Doryphora* 81
» *dubia* 81
Myrsinophyllum 81
» *Doryphora* Taf. 7, Fig. 6 . . 80, 87
Mysidioptera fassaensis . . 320, 328
Mytilarca carinata 557
» *dentata* Taf. 1, Fig. 13 556, 603
» sp. Taf. 1, Fig. 14 557, 603
Mytilus eduliformis 277, 295, 298, 315, 320, 326, 493, 667, 669
» *patiens* 559
» *protendens* 559

N.

Nathusia rugosa Taf. 5, Fig. 31 . 61
Natica Gaillardoti 485
Naticella sp. 667
Naticopsis cassiana 326
» *planoconvexa* 326
Nautilus 240
» *Bellerophon* 177
» *bidorsatus* 283, 285, 290, 299, 316, 321, 336, 506
Nebenos Nieproschewo . . 185, 186
» Otusch 184
» Strykowo . . . 186, 189
Neocom, übergreifend über Mesozoicum 258
Neritaria grandis 667
» *lendzinensis* 667
» *oolithica* 667
» *prior* 485
» *sphaeroides* 667
Neudecker Schichten 660
» » , Alter . . 663
» » , Entstehung 664

Seite

Niederrheinische Braunkohle, Flora Taf. **1—7** 1
Niederschlesische Braunkohle, Früchte und Samen in —er . 3
Nodosenschichten Königslutter . 219
» Süpplingen . . 219
Notelaea excelsa 60
Nothosaurus gracilis . . . 279, 297
» *latissimus* . . 279, 297
» *mirabilis* 337
» *silesiacus* . . 279, 297
Nucula confluentina 562, 604, 608, 609
» *Goldfussi* 285, 287, 295, 298, 321, 667, 669
» *Krachtae* 562, 604
» *securiformis* . . . 562, 604
» sp. 562, 604
Nuculites oblongata 565
Nulliporendolomit 269
Nyssa multiflora 55
» *ornithobroma* Taf. **5**, Fig. 22 . . . . . 54, 89, 90
» *rugosa* Taf. **5**, Fig. 23, 54, 89, 90
» sp. Taf. **5**, Fig. 24 . . . 55

O.

Oberaulaer Graben . . . 408, 409
Oberdevon, Regression . . 174, 178
Oberer Buntsandstein vgl. auch unter »Röt«
» Buntsandstein, Oberschlesien 658
Oberes Diluvium, Stettin . . . 142
Oberer Muschelkalk, Oberschlesien 331
» Muschelkalk, Thüringer Wald 503
» Wellenkalk, Oberschlesien 306
» Zechstein, Königslutter . 208
» » , Süpplingen . 208
» » , Thüringer Wald . . . 480
Obersenone Phosphoritgerölle 175, 176
Ocotea foetens 31
» *rhenana* Taf. **4**, Fig. 2—5 30
Odertal bei Breslau 386

Seite

Odertal, Entstehung 153
Ölsand Hordorf 229
» Schöppenstedt 229
Oleaecarpum germanicum Taf. **5**, Fig. 25, 26 60
Oligocän Stettin 140
Omphaloptycha gracilior 298, 667, 669
» *gracillima* . . . 327
» *infrastriata* . . . 327
» *Kokeni* 327
» *parvula* 286, 296, 298
» *porrecta* . . . 327
» *pyramidata* . . 327
» *turris* . . . 280, 296
Oolithbänke Thüringer Wald 486, 487
Ophioderma Hauchecornei . . . 297
Oreodaphne Heerii 31
Orthis circularis 605, 609
» *provulvaria* . . . 594, 605
Orthoceras sp. 547, 603
Orthostylus hastilis 321
Os Buk-Moschin Taf. **10** . . . 181
» Lubasch 199
» Otusch 181
» Zabno 197
Oser 181
» , Entstehung . . 181, 187, 198
» Westposen 181
Osgraben 182
Osgräben mit gleichsinnigem Gefälle 201
Osning bei Bielefeld, Tektonik 616, 617
» -achse 623
» -sandstein 621
Ostrea crassissima 381
» *decemcostata* 506
» *hippopodium* . . . 174, 176
» *sessilis* 506
Ovibos fossilis 385
Oxyclymenia bisulcata 101, 106, 108, 112, 115, 116, 122
» *ornata* . . 99, 100, 106
» » var. *sudetica* Taf. **8**, Fig. 7 126
» *semistriata* 127
» *striata* 99, 100

Seite

Oxyclymenia striata var. *silesiaca* Taf. 8, Fig. 5 . . 127
» *undulata* 101, 106, 115
Oxynoticeras oxynotum 225

P.

Palaeobates angustissimus 278, 285, 290, 296, 296, 299, 316, 337
Paludinen 243
Panax circularis 10
» *cretacea* 10
Parasmilia centralis 176
Patella crateriformis 326
Pecten cretosus 174
» *discites* 277, 280, 285, 287, 290, 295, 297, 309, 315, 320, 325, 334, 336, 338, 492, 505, 506, 667, 669
» *laevigatus* . 280, 295, 325, 336
» cf. *semicingulatus* . . . 371
» *reticulatus* . . 320, 325, 336
» *Schröteri* 493
Pectenkalk 275
Pemphix 339
» *Sueurii* 316
Penianthus 84
Pentacrinus dubius 277, 280, 284, 286, 287, 289, 295, 297, 308, 310, 315, 320, 325, 492, 495
Peronella caminensis 325
Petroleum Oberschlesien . . . 359
Peucedanites orbiculatus 10
Pflanzenreste vgl. auch unter »Flora«
» , untermiocäne . 4, 78
» , tertiäre 93
» im Braunkohlenflöz Grube Maria Theresia bei Herzogenrath . 21
» im Sandstein vom Nirmer Tunnel . . 87
Phacopina Schmidti Taf. 1, Fig. 1—3 545
Phellodendron europaeum Taf. 4, Fig. 16—20 . . 37

Seite

Phellodendron japonicum . . . 38
Philadelphus nepalensis 32
» *tertiarius* Taf. 4, Fig. 6 31
Pholadomya Schmidi 498
Phoenix borealis 84
» *dactyfera* 84
» *Eichleri* 84
» *spectabilis* 84
Phonolith Poppenhausen-Gersfeld 442
» -e Rhön . . . 412, 416
» -gänge Rhön 457
» -kuppe Rhön 430
Phosphoritgerölle Obersenon 175, 176
Phosphoritknollen Helmstedter Becken 240
Phylloceras Zignoi 126
Picea sp. Taf. 3, Fig. 13 . . . 22
Pinus Abies lati-squamosa . . . 23
» *Crameri* 26
» *Heisseana* 23
» *Laricio* 88, 89, 90
» » *Thomasiana* Taf. 3, Fig. 1—10 . . . 21
» *larix* 5
» » *francofurtensis* . . . 5
» » *gracilis* 5
» » *sphaeroides* 5
» *silvestris* 243
» sp. Taf. 3, Fig. 11, 12 . . 22
Pistacia Mettenii 9
» *Terebinthus* 71
Pistosaurus 279, 296, 337
Pittosporum cuneifolium 82
» *pannonocum* . . . 82
» *Putterliki* 82
» *stedtense* 82
Placodus 299
» sp. 279, 296
» -Zähne 290
Placunopsis 277
» *ostracina* . 285, 287, 295, 309, 311, 315, 320, 325, 336
Plattendolomit Thüringer Wald . 481
Platyceras cassideum . 552, 603, 608
» *Drevermanni* . . 551, 603

Seite
Platyceras kahlebergense . . 552, 603
» *Loranum* Taf. **1**, Fig. 9, 10 . . . . . 551, 603
» *subquadratum* . . . 607
Plethomytilus procerus Taf. **1**, Fig. 15, 16 . 543, 558, 603
» sp. Taf. **1**, Fig. 17 559, 604
Pleurodictyum problematicum 541, 602, 606, 610
Pleurolepis silesiacus . . . 278, 296
Pleuromya Ecki 667
» *fassaensis* 667
» *musculoides* 278, 283, 285, 287, 298, 326, 667, 669
» *rugosa* 667, 669
» sp. 321
Pleurotomaria 174
» *Daleidensis* . 547, 603
» *Hausmanni* . 495, 499
Pliocän Niederschlesien 2
Polygonum tomentosum 243
Porphyr mit geschwänzten Quarzen 634
Porphyrgänge Thüringer Wald . 635
Poupartia 8
Präbasaltische Dislokationen, Rhön 412
» Landoberfläche, Rhön 411, 412, 415, 421
Praeglyphioceras moravicum 99, 100, 111
Präglazial Königslutter 242
» Süpplingen 242
Präoligocäne Dislokationen . . 470
» Landoberfläche, Niederhessen 420
Proboscidier-Fauna bei Gleiwitz 405
Productus horridus 480
Prolobites delphinus . 101, 109, 121
Promathildia 273, 335
» *Bolina* . . . 316, 321
» *piliformis* 327
Proneusticosaurus Madelungi 279, 297
» *silesiacus* . 279, 297
Prospondylus comtus . 277, 290, 295, 298, 311, 315, 320, 325
Protorcula lissotropis 321
Prunus acuminata 35
Seite
Prunus avium 35
» *crassa* Taf. **4**, Fig. 11 34, 88, 90
Pseudoarietites silesiacus 117
Pseudocorbula gregaria 278, 295, 667, 669
» *incrassata* 321, 334, 667, 669
» *perlonga* 338
Pseudospondias 8
Psiloceras Johnstoni 224
» *laqueolus* 224
Pterinea costata . . 554, 603, 607
» *Denckmanni* Taf. **1**, Fig. 11, 12 . . . . 554, 603
» *expansa* 554, 603
» *fasciculata* 554
Pterocarya castaneaefolia Taf. **1**, Fig. 7 . . . . . 6, 86
Ptychostoma Santae 668

Q.

Quadratenkreide 134
Quartär Stettin 140
Quarze, geschwänzte 639
Querberg, Profil 521
» , Tektonik . 510, 514, 517
Quercus aizoon Taf. **7**, Fig. 2, 3a 78, 87
» *daphnophyllum* 79
» *elaena* 79
» *germana* 79
» *Lyelli* Taf. **7**, Fig. 1 . 78, 87
» *neriifolia* 79
» *robur* 243
Queros Otusch 185

R.

Radiolus subnodosus 283, 287, 288, 289, 297, 325
» *Wächteri* 297, 288, 289, 308
Randspalten Thüringer Wald . 534
Rät Königslutter 222
» Süpplingen 222
Regression Oberdevon . . 174, 178
Retzia trigonalis . 283, 285, 287, 288, 289, 297, 308, 310, 314, 315, 320, 325
Rhabdoconcha Fritschi 278, 296, 298, 316

Seite
Rhizocorallium commune 277, 280, 284, 286, 287, 289, 295, 297, 308, 310
Rhönrichtung 463
Rhopalonaria tenuis Taf. 3, Fig. 16, 17 . . . . . 593, 599, 606
Rhus anceps 40
» *obliqua* Taf. 4, Fig. 23 . . 40
» *sagoriana* 40
» *succedanea* 40
» *stygia* 40
» *venenata* 40
Rhynchonella daleidensis 543
» *Dannenbergi* . 591, 605, 607, 609
» *decurtata* 308, 310, 313, 325
» *dunensis* . . 592, 605
» *Losseni* . . 592, 605
» *Mentzeli* . . 320, 328
» *princeps* 611
» *(Wilsonia)* sp. 593, 605
Riesebergsattel 252
Rippberg, Rhön, Profil 434
Rogensteinbänke Dorm 209
» -zone 210
Rostellaria 174
Röt vgl. auch unter »Oberer Buntsandstein«.
» Königslutter 212
» Oberschlesien 659
» Süpplingen 212
» -dolomit, Analyse **666**
» -dolomite Oberschlesien . . 665
» -kalk Oberschlesien . . . 668
» -letten, Analyse **661**
» -sandstein, Analyse . . . **661**
Rubiaceaecarpum multicarpellare Taf. 1, Fig. 20–24 10
Rücklingschiefer 543
Ruta pusilla Taf. 4, Fig. 14 . . 38
Rybnaer Kalk 331

S.

Salz Koblentz bei Pasewalk . . 139
» Oberschlesien . . . 349, 362
» » , Analyse . . **378**
Seite
Salzflora Pommern 139
Salzbohrung Karstenhütte . . . 367
» Lukas 369
» Nannyhütte . . . 367
» Otto 366
» Sohrau 365
» Stanowitz 369
» Ulrich 368
» Waldheim 368
» Zawada 370
Salzlager Oberschlesien, Entstehung 383
» Sohrau, Verbreitung Fig. 2 . . . . . **363**
Salzschlirf-Lauterbach-Fuldaer Graben 424
Sand Stettiner, Analyse **152**
Sandstein Nirmer Tunnel . . . 3
» » » , Pflanzenreste im 87
Sapotacites minor Taf. 7, Fig. 7 82
Saurichthys 276, 284, 339
» *apicalis* . 278, 296, 337
» *latifrons* . . . 278, 296
» *lepidosteoides* . 278, 296
» *Mougeoti* 337
» sp. 285, 299
» *tenuirostris* 337
Saurierknochen im Buntsandstein 211
Saxifragaceaecarpum bifolliculare Taf. 4, Fig. 7–10 32
Schacht Wilhelmsglück 330
Schaumkalkbänke Elm und Dorm 214
» Thüringer Wald 496
Schildrücken vgl. auch unter »Drumlin«.
Schildrücken, Bildungsweise 181, 192
Schildrückenlandschaft . . 190, 193
Schizodus obscurus 480
Schlotbreccie Rhön 430
Schlote 410
» bei Liebhards, Profil . . **440**
Schlotheimia angulata 224
Schollen von Tertiär im Diluvium Pommern 140
Scholleneinbrüche Rhön 407, 424, 450

Seite
Schotter, tertiäre, Helmstedter Becken 236
Sciadopitys gleucescens 26
» *linearis* 26
» *tertiaria* Taf. **3**, Fig. 15—21 23
» *verticillata* . . . 25, 26
Scyphia Roemeri 314
Senon-Phosphorite 174
Septarienton vgl. auch unter »Mitteloligocän«.
» Anhalt 169
» Pommern 131, 135, 140, 143
» Sachsen 169
» Stettin 131, 135, 140, 143
Sequoia Couttsiae Taf. **3**, Fig. 22—27 . . . . . 26, 88, 89
Serpula valvata . 278, 290, 296, 299
Serpulit Osning 616
Sohlenkalk 271
Sohlenstein 268
Sole Gartz, Analyse **138**
» Goczalkowitz, Analyse . . **358**
» Oberschlesien Taf. **15** 341, 355, 360, 361
» Sool-Pallowitz, Analyse . . **377**
» Stettin, Analyse 136, **137**, **138**
» » , Herkunft 138
Solquelle Karsten, Analyse . . **362**
» Sosnitza, Analyse . . **361**
Spalten im Inlandeis 200
» Rhön 464
» tektonische: vgl. auch unter Dislokationen, Störungen, Verwerfungen usw.
» tektonische, Südthüringen 456
Sphaerococcites Blansdowskianus . 314
Spirifer arduennensis 541, 573, 605, 609
» *arenosus* 583
» *Bischofi* Taf. **2**, Fig. 9—16 575, 585, 605, 608, 609
» *bornicensis* 585, 605, 607, 609
» *carinatus* 574, 605, 607, 608, 609
» *curvatus* 585
Seite
Spirifer daleidensis Taf. **1**, Fig. 17, 18 543, 578, 585, 605, 609
» *Decheni* . . 572, 604, 609
» *fallax* 572
» *Hercyniae* 573, 605, 607, 609
» *subcuspidatus* . . . 574, 605
» » var. *depressa* 575, 605
» » » *tenuicosta* 575, 605
» *superbus* 583
» *Trigeri* Taf. **3**, Fig. 1—8 578, 581, 585, 605, 609
» *undulatus* 480
» *unica* 583
Spiriferina fragilis 283, 287, 288, 289, 297, 310, 315, 320, 325, 334, 336, 491, 505, 512, 513, 518
» *hirsuta* 310, 320, 492, 493, 494, 513, 518
» *Mentzeli* 283, 287, 288, 289, 297, 310, 313, 314, 315, 320, 325
Spondiaecarpum dubium . . . 9
» *turbinatum* Taf. **1**, Fig. 8—13 . . 6
Staffelbrüche Stettin 139
Stahlquelle Stettin Taf. **29** 130, 140, 147, 151, 152
» » , Analyse **147**, **148**, **149**
Staßfurt-Egelner Buntsandsteinsattel 206
Steinhauera subglobosa 11
Steinkohle Königslutter 220
Steinsalz Oberschlesien Taf. **15** 341, 349, 362
» » , Analyse . **378**
» » , Aufschlüsse 346
» » , Literatur . 344
» » , Profil . . **380**
» » , Verhältnis zum Steinsalz Wieliczka . . . 381
Stettiner Kugeln 152
» Sand, Äquivalent des -es 168
» » , Analyse **152**

Seite
Stettiner Stahlquelle Taf. **29** 130, 147, 148, 149, 151, 152
Störungen vgl. auch unter »Dislokationen, Spalten, Tektonik, Verwerfungen« usw.
» , diluviale 141
» Rhön, Alter 422
» Rügen 144
» Stettin 134
» Thüringer Wald (Nordrand) 533
Störungsgebiet Friedrichroda-Georgental, Profil Taf. **15** . . .
Strontium Stettin 152
Stropheodonta elegans . . 595, 605
» *(Leptostrophia) explanata* 595
» *Murchisoni* 595, 605, 607
Symplocos gregaria 71
» *sotzkiana* 71
Syncarpites ovalis 12

T.

Tanystropheus conspicuus . . . 337
Tarnowitzer Mulde 665
Taunusquarzit 548
Taxodium distichum . . . 88, 89, 90
» » *miocenicum* Taf. **3**, Fig. 28—30 . . . 27
Tegel Oberschlesien 349
Tellina edentula 338
Tektonik vgl. auch unter »Gebirgsbildung, Dislokationen, Spalten, Verwerfungen« usw.
» Dannenberg 522
» Dörrberg 510
» Elm 251
» östlich Braunschweig . 249
» Hunsrück 528
» Magdeburg-Halberstädter Becken Taf. **11**, Texttaf. 1—3, 6 Textfig. . 206
» Osning bei Bielefeld (Skizze) 616, **619**

Seite
Tektonik Querberg 510, 514, 516, 517
» Schloßberg . . . 522, 527
» Winkelhäuschen . . . 528
Tektonische Spalten Südthüringen 456
Tentaculitenschichten 615
Tentaculites scalaris . 542, 553, 603
Terebratelbänke Thüringer Wald 491
Terebratelschichten Oberschlesien 309
Terebratula angusta 288, 289, 297, 310, 315, 320, 334
» *cycloides* . . . 504, 506
Terebratula vulgaris vgl. auch unter »*Coenothyris vulgaris*«
» *vulgaris* 287, 288, 297, 308, 310, 320, 325, 334, 492, 493
Terquemia complicata 277, 283, 285, 290, 295, 297, 311, 315, 320, 324, 325, 336
» *decemcostata* 277, 283, 285, 287, 288, 290, 295, 297, 311, 315, 320
» *spondyloides* . . 311, 315
Terrassenschotter Elm 245
Tertiär, auflagernd auf Lias **217**, **233**
» Helmstedter Becken . . 232
» Stettin 145
Tertiäre Pflanzenreste 95
» Schotter Helmstedter Becken 236
Tertiärquarzit Helmstedter Becken 242
Tertiärquarzitfelsen Gr. Steinum am Dorm Fig. 2 . . . . . **233**
Teutoburger Wald, Umbiegung . 623
Thamnastraea silesiaca 314, 319, 325
Thorn-Eberswalder Urstromtal . 197
Thracia mactroides 278, 280, 296, 667, 669
Thüringer Wald, Nordrand zwischen Friedrichroda und Georgental . . 477
» » , Randspalten . 534
» » , Tektonik, Nordrand 507
Toneisenstein Anhalt 168
» Sachsen 168

Seite

Torf Quakenbrück 649
Tornoceras auris . . 102, 111, 113
Trachynerita canaliculata . . . 326
» *quadrata* 326
Trapa globosa 8
Trebnitzer Berge 386
Treptospira fusiformis 327
Trigeria Gaudryi 543, 589, 605, 607
» *robustella* . 590, 605, 607
Trigonodus Sandbergeri . . 273, 338
Tristanites cloeziaeformis . . . 52
Trochitenkalk Elm und Dorm . 216
» Erkerode Texttaf. 2 **217**
» Thüringer Wald . 503
Trochus 174
Tropidocyclus brevilineatus . . . 549
Tropidoleptus carinatus Taf. **3**, Fig. 9 . . . . . 587, 605
Trypanostylus cylindricus . . . 321
Tsuga europaea Taf. **3**, Fig. 14 . 22
» *Heerii* 23
Turbonilla dubia 499
Turbonitella distincta 321
Turritella obsoleta 485
» *similis* 290, 299

U.

Uncinulus eifeliensis . . . 591, 605
» *pila* . . 541, 543, 591, 605
Undularia dux 327
Unicardium rectangulare 278, 290, 295, 298, 299
» *scalata* . 290, 298, 327
» *Schmidii* . 278, 280, 285, 287, 290, 298, 316, 326, 499
Untercoblenzschichten 539
Untere Kreide, Gebirgsbildung . 258
Unterer Muschelkalk vgl. auch unter »Wellenkalk«.
» » Oberschlesien 273
» Wellenkalk Chorzow Fig. **281**
» Zechstein Thüringer Wald 480
Untermiocän Ville Taf. **1**, Fig. 7 4
Untermiocäne Pflanzenreste . 4, 78
Unteroligocän Helmstedter Becken 238
Urstromtal Breslau-Hannover . 383

Seite

Urstromtal Breslau-Magdeburg . 154
» Thorn-Eberswalde . 197
Urstromtäler 153

V.

Velopecten Albertii 277, 285, 295, 298, 320, 325, 334, 336, 666, 669
Ventriculites radiatus . . . 176, 177
Vergletscherung Elm 245
Verwerfungen, interglaziale, Frankfurt a. O. 145
Visnea germanica Taf. **5**, Fig. 4 . 48
» *Mocanera* 49
Viticocarpum pusillum Taf. **5**, Fig. 36 62
Vulkane, abhängig von Spalten 407, 460
Vulkanausbrüche Rhön . . 407, 424

W.

Waldheimia angusta . 288, 308, 334
Warthedurchbruch 197
Wealden (Gebirgsbildung) . . . 256
Wellenkalk vgl. auch unter »Unterer Muschelkalk«.
» (Unterer) Chorzow Abb. **281**
» Elm und Dorm . . 213
» Oberschlesien . . . 274
» (Oberer) Oberschlesien 306
» Oberschlesien, Analyse **291**
» » , Parallelisierung 293
» Thüringer Wald . . 484
West-Posener Hochfläche . 181, 190
Weyherser Bruchzone 431
Wieder Schiefer 614
Wissenbacher Schiefer 544
Worthenia 290, 298, 309
» *Brancoi* 326
» *canalifera* 326
» *cyclostoma* 326
» *elatior* 326
» *Fritschi* 667
» *globosa* 667
» *Hausmanni* 285, 316, 326, 667
» *Michaeli* 667
» *silesiaca* . . . 665, 667
» sp. 316, 321

	Seite
X.	
Xenophora onusta	177
Z.	
Zaphrentis sp.	602, 606
Zechstein, salzführende Abteilung	208
» Friedrichroda-Georgental	479
» (Oberer) Königslutter .	208
» » Süpplingen .	208
Zechsteinkalk	4'0
Zechsteinkalk Schafberg . . .	665
» Steinbeck . . .	653
Zechsteinkonglomerat	480
Zechsteinstöcke Nordhannover .	254
Zellenkalk Oberschlesien, Analyse	**281**
Ziziphus pistacina Taf. **4**, Fig. 30,	444, 88, 89
Zone des *Coeloceras centaurus* .	227
» des *Deroceras Darcei* . .	227
» der *Dumortieria Jamesoni* .	227
Zygophyllum rhenanum Taf. **4**, Fig. 12	35

Orts-Register.

Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profile usw. enthalten, und die Tafelnummern sind ***fett*** *gedruckt.*

Seite

A.

Abbenrode 220
Alnusküppel 432
Alt-Chechlau 670, 671
Alt-Damm 135
Altengronau 433
Annaberg bei Leschnitz . 307, 342
Annaberge 273
Apfelstett 478
Arnager auf Bornholm 175
Aschersleben 630, 631
Aurawald 441
Austberg bei Benzingerode 625, 626

B.

Barmke 234
Beidersee 172
Beienrode 208, 209
Belk 400
Berlin 175
Bernbachtal im Kellerwald 539, 543
Berun 343
Beuthen . . . 273, 281, 317, 322
Biberstein 438
Bielefeld 620
Birawka 396, 405
Birx 413
Bittkow 662, 670
Bobrek 275
Boguschowitz 353
Boimstorf 231

Seite

Bornum 248
Borowie 189
Boruschowitz 331
Braunschweig 247
Bredow 135, 139
Broslawitz 288, 308, 397
Brothener Ufer 175
Brotterode 480, 483
Brunnhardtshausen 414
Brzozowitz 329
Buchheide 131, 134
Buckow 172
Budzyner See 195
Buk 181
Burgberg bei Stapelburg . . . 626
» » Wernigerode . . 626
Büren 656

C.

Cassel 419
Catterfeld 479
Centawa 311
Chelmer Berg 662, 671
Chorzow 268, 275, 282, 662, 670, 671
Chropaczow 662
Czuchow 345, 662

D.

Daaden 543
Dachberg bei Rasdorf 415
Dachsberg 509

Seite
Dalherda-Kuppe 432
Dammersfeld 412
Damm-Mühle 559, 583
Dansfeld bei Prüm 546
Demantschewoer See 197
Densberg im Kellerwald . . . 539
Deutsch-Czernitz 401
Deutsch-Piekar . . 662, 663, 670
Dietershausen 419
Dingsleben 463
Dombrowa 335
Dombrowka 190, 194
Dorm 209
Dörrberg 512
Drama 316
Dramatal 273, 311
Duxelberg bei Meisburg . . . 546
Dziwkowitz 311

E.

Ebersdorf i. Schl. 99
Edelzell 425
Egge-Gebirge 623
Ehrenberg 441
Eierhauk 412
Eisenach-Ost 634
Elbingerode 629, 631
Elm 206
Elsnigk 169
Engelsbach 478, 479
Erbray 578
Erbsloch 514, 580, 609
Erbstrom 635
Erkerode 217
Ernstroda . . . 477, 503, 504, 532

F.

Filipowice 662
Finkenhain 425
Finkenwalde 134, 143
Fladungen 427
Florentinegrube 670, 671
Frankfurt a. O. 144
Freienwalde 172
Friedrichroda 477, 479, 483, 491, 509
Friedrichshütte 662, 663
Friedrichswille 288
Friesenhausen 425, 430
Frose 631
Fulda . . 410, 412, 417, 419, 425

G.

Gadderbaum 620
Galgenberg bei Wernigerode . . 626
Gardessen 221
Gartz 132, 136
Gehlberg 240
Gellershausen 457
Georgenberg 288, 662
Georgendorf 331
Georgental 477, 507, 530
Gersfeld 410, 412, 414, 421, 451, 452, 463
Gerterode 435
Giraltowitz 396
Gladenbach 542
Gleiwitz 342, 351, 352, 392
Goczalkowitz . . 341, 346, 355, 357
Gogolin 273, 276
Gollnow 143
Gorasdze 307
Görzig i. A. 172
Gotha 478
Gräfenhainichen 169
Granietz 321
Greifenhagen 132, 136
Gr. Chelm 279
Gr. Dombrowka 329
Gr. Dornberg 621
Großdorfer See 189
Großenlüder 425
Gr. Gorsütz 344
Gr. Nallenberg 444
Gr. Stein 317
Gr. Steinum 241
Gr. Strehlitz 273, 311
Gr. Wilkowitz . . . 273, 331, 337
Gr. Zyglin 275
Grotenburg 622
Grube Emma 235
» Emmerstedt 236

Seite

Grube Friedrich Wilhelm Maximilian 2
» Gittelberg bei Helmstedt Fig. 4 248
» Maria Theresia . 2, 3, 87, 93
» Max bei Michalkowitz . 658
» Prinz Wilhelm . . 232, 235
» Theresia 2
» Treue 235
» Victoria 235
Grüne Schanze 133

H.

Habelberg 412
Hahnberg bei Drübeck 626
Hainberg bei Fulda 427
Halle i. W. 617, 618, 620
Harzburg 626
Hattorf 255
Haukuppe 435
Heidelstein 413
Heilige Meer 651
Heiligendorf 222
Heiligenstein im Thüringer Wald 634 635
Heimberg bei Fulda 416
Heinrichsdorf 331
Hellbach bei Benzingerode . . 626
Helmershausen . 410, 412, 430
Helmstedt 221, 224, **233**, **238**, 240, 631
Hermershausen 612
Hersfeld 435
Herzogenrath 89
Hilders 410, 412, 452
Himmelwitz . 273, 311, 322, 331, 391
Hinterpommern 138
Hochrück 508
Hohelors 541
Hohenlinde 282, 670, 671
Holsteinkopf 409
Homberg 408
Hopsten (Kr. Tecklenburg) 648, 650
Hordorf 256
Hubertushütte 670, 671
Hugelberg bei Hünfeld 449
Hüggel 657

Seite

Hünenburg 620
Hünfeld . . . 410, 412, 448, 494

I.

Ibbenbüren 648
Iburg 617
Icker 656
Ilsenburg 626
Imielin 273, 321

J.

Jastrzemb 341, 355, 398
Jeikowitz 353
Jena 483, 494
Johannistal bei Bielefeld . . . 621
Julienhütte 276

K.

Kahle Berg bei Bielefeld . . . 620
Kalbe 633
Kälberberg 653
Kalvarienberg bei Fulda . 414, 416
Kamin 329
Karchowitz 662
Karniowice 659, 662
Karstenhütte 348
Karwin 344
Kastelbach 559
Kattowitz 342, 396
Katzengebirge 383, 387
Kellerwald 541, 612, 615
Keltsch 312
Kirchdornberg 617, 620
Kleine Leina 510
Kleinsassen . . 410, 412, 421, 452
Kl. Schöppenstedt 255
Klimentowo 273, 338
Klodnitztal 391
Klosterberg bei Drübeck . . . 626
Knüllgebirge 409
Knurow 398
Kokoschütz 354
Königshof 182
Königshütte 274, 671
Königslutter 206, 208, 216, 220, 224, 227, 231, 233, 241, 248, 249

Seite

Konitz 178
Kopziowitz 343, 344
Koslowagora 670
Köthen 630
Krakau 659
Krappitz 276
Krassow 662, 669, 671
Kreckow 131
Kreuzberg 383
Krossen 176
Kühküppel 443
Kunary 332, 335
Künzell 425

L.

Laband 273, 312, 317
Lagiewnik 276
Lahmenhof 445
Lämmerweide 508
Lange Rhön 412, 415, 424, 427, 449, 453
Lappwald 206
Larischhof 331
Lassowitz 663
Lastadie 136
Laubach-Königsbach 546
Laurahütte 273, 281
Lauterbach 425
Lebbin 133
Leina 532
Leipzig 172
Lendzin . . . 273, 660, 666, 671
Leschczin . . 347, 348, 398, 399
Leschnitz 273
Libbesdorf 171
Liebchensbrunnen 636
Liebhards 441
Limbergen 665
Lipine 662
Lipno-See 195
Loslau 398
Lübars 172
Lublinitz 391
Lucklum 248
Lüder 417
Lütter 431
Lüttertal 414

Seite

M.

Maczeikowitz 321
Magdeburg 172
Maiensteinküppel 443
Mainshorn bei Ilsenburg . . . 626
Makoschau 397
Marburg a. d. Lahn . . 580, 615
Marienfließ 199
Meiningen 490, 494
Meißner 409, 420
Melpers 428
Mettingen 652
Michalkowitz 392
Midar 331
Middendorf 653
Miechowitz 335
Milseburg 414, 416, 439
Mikultschütz . . 273, 317, 332, 335
Mokrau 273
Moschczenitz 356
Motzküppel 416, 432
Mühlort 182
Münzkopf bei Bischofsheim . . 413

N.

Nachterstedt 631
Naklo 275, 280, 282
Namslau 383
Nannyhütte 348
Nauendorf 477, 507
Neindorf 256
Nellenköpfchen 548, 558
Neu-Anhalt 662
Neuberun 344
Neu-Boischow 358
Neu-Chechlau 670, 671
Neudeck 662, 670
Nieborowitz 392, 401
Nikolai 662
Nonnenberg 233
Noppen bei Fulda 446
Not-Engelsbach 511

O.

Oberkatz 410, 412, 430
Oberstadtfeld 542, 546, 548, 551, 587

Seite

Oberzell 433
Ochsendorf 241
Öls 383
Örlinghausen . . . 617, 618, 620
Ösel 255
Ohrdruff 477, 478, 507
Opattowitz 331, 335
Oppin 172
Orlau 343, 344, 391
Orzech 670, 671
Orzesche 349, 352
Oschin 337
Ottersbach 458

P.

Pallowitz 318, 373, 375
Palsterkamper Berg 622
Paruschowitz . . . 348, 353, 399
Pasewalk 134
Petersdorf 275
Petersdorf bei Gleiwitz 385
Peterswald 391
Piascowitz 343
Piekar 276
Pilgerszell 416, 425
Pissarsowitz 397
Podgayer See 190, 194
Polnisches Mittelgebirge . . . 392
Pommeremsdorf 136
Pommern 175
Poppenhausen . . 414, 416, 444, 451
Przeleika 329
Pschow 354
Ptakowitz 288
Puritzmühle 242

Q.

Quedlinburg 625
Querberg 512

R

Radzionkau 274, 280, 670
Radzionkaugrube 666
Rathmannsdorf 633
Rauschenberg . . . 412, 414, 415
Ravatal bei Kattowitz . . 391, 394

Seite

Reinhardswald 419
Reuden 172
Rhön 410, 424
Ried 431
Rieseberg 209
Rippberg 432
Rodach 454, 464
Rodleben 169
Rokittnitz 335
Rolshausen 542
Römhild 454, 464
Rosenhagen 198
Roßbach 549
Roßberg bei Gersfeld 413
Rottorf am Klei 225
Rüdenschwinden 413
Rudoltowitz 358
Rummelsberg bei Strehlen . . . 388
Rybna 273, 331
Rybnik 348, 349, 353

S.

Saßnitz 132
Schafberg bei Ibbenbüren . . . 625
Schäferberg bei Schandelah . . 231
Schandelah 226, 227, 255
Scharley 288
Scharnikau 199
Scheppau 221, 224, 229
Schierot 397
Schlesiengrube 670, 671
Schmiedeberg i Sa. 168
Schönau 477, 479, 501, 532
Schöningen 221
Schönwald 397
Schöppenstedt 246
Schorn bei Dermbach 415
Schulenrode 226
Schwarzhausen 509
Schweizerhof 532
Schwirklan 392
Sczyglowitz 398
Seeshof 434
Seeste 656
Sieblos 463
Singhofen 567

Seite

Sohrau 348, 349
Solcze 343
Solling 419
Sondheim . 410, 412, 413, 435, 452
Sosnitza 345
Spahl 410, 412
Spandau 172
Stadtfeld 546
Steinhof 431
Steinknüppel 433
Stellberg 439
Stenschewo 181, 189
Stephanshain 311
Stettin 145
Strykowoer See 186
Stubendorf 331
Südlagiewnik 662
Süpplingen 206, 208, 233, 241, 248, 249

T.

Tann . . . 410, 412, 414, 450, 452
Tannenfels 441
Tarnowitz 273, 316, 317, 321, 322 331, 342, 663
Taubenberg bei Hünfeld . . . 449
Teufelsstein bei Sieblos 458
Teutoburger Wald 652
Thal 635
Thale 626
Thiede 256
Thüringer Wald 477
Todtenköpfchen 444
Tomicer See 186
Tost 397
Trebnitzer Höhenzug . . 383, 386
Trockenberg bei Blechkowa . . 321
Troppau 344
Trzebinia 659
Twülpstedt 221, 224

Seite

U.

Unter-Rupsrot . . . 414, 416, 440

V.

Vorpommern 138

W.

Wachtküppel 443
Warentrup 622
Warthetal 192
Wasserkuppe 413
Weipoltshausen . 542, 545, 546, 549
Wernigerode 626
Werra 417
Werratal 452, 468
Wersen 656
West-Beskiden 392
Weyhers 410, 412, 416, 418, 425, 430, 432
Wienberg bei Ilsenburg . . . 626
Wienrode 631
Wilcza 392
Wilkowo 182
Wilsbach 549
Witobeler See 197
Wulfborn bei Stapelburg . . . 626
Wutha 634

X.

Xiondzlas 331

Z.

Zabrze 396
Zacharsowitz 397
Zarczyna 358
Zawada 348
Zenscheid 548
Ziegelberg 478
Züllchos 143
Zyglin 662

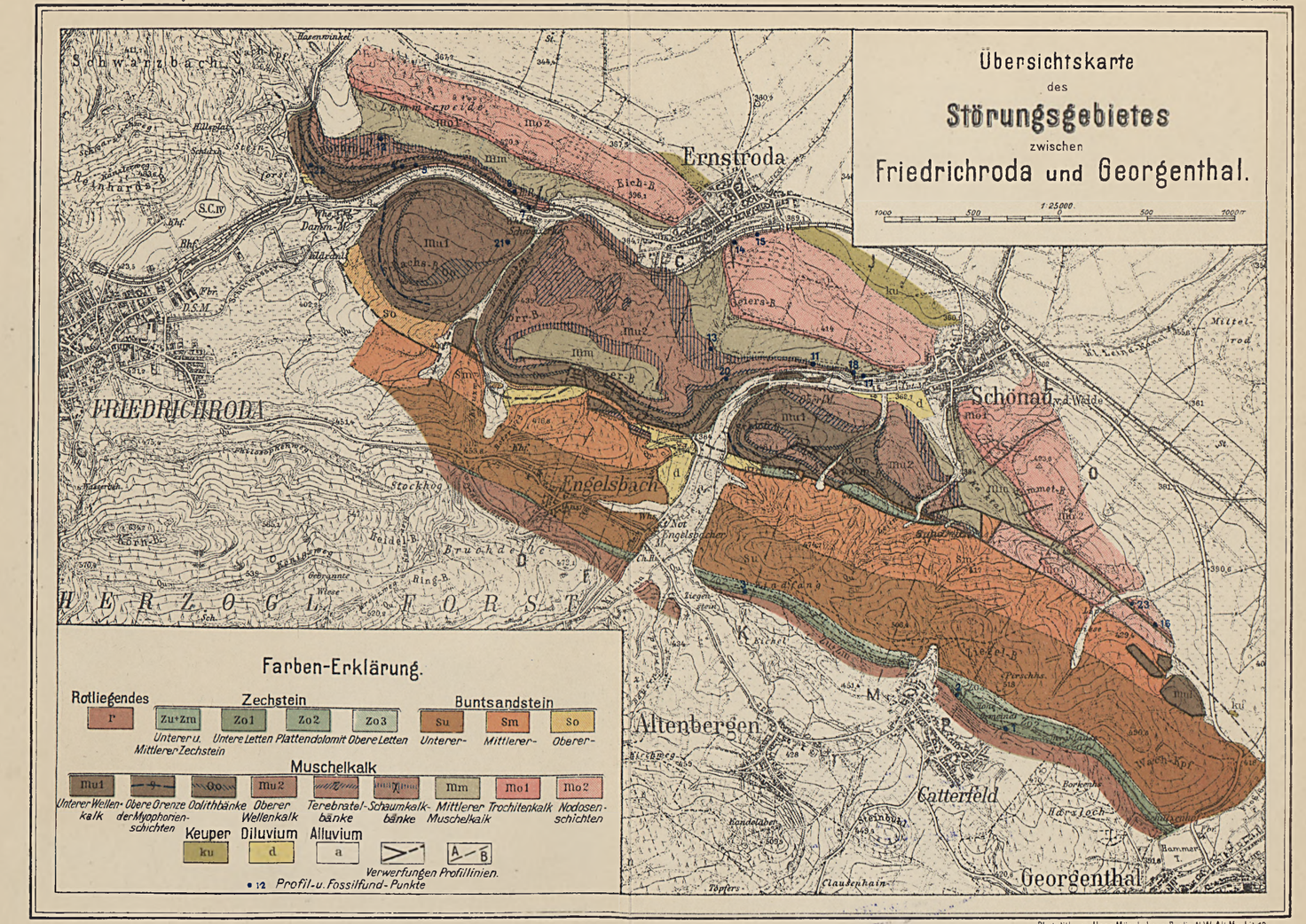
Druckfehler und Berichtigungen.

Jahrbuch 1913, Teil I, Heft 3.

S. 411,	Z. 14	von	oben	lies:	nachträglich	statt nächträglich.
» 414,	» 6	»	unten	»	Feldatales	» Fuldatales.
» 428,	Kartenskizze			»	Melpers	» Melper.
» 429,	Z. 15	von	oben	»	Schichten	» Schichen.
» 430,	» 20	»	»	»	Melpers	» Melper.
» 432,	» 17	»	»	»	Wissigau	» Wissigtu.
» 461,	» 6	»	»	»	Bücking	» Bückikg.
» 490,	» 5	»	unten	»	*curvirostris*	» *curviorstris*.
» 519,	» 3	»	»	»	würde	» wurde.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Tł 15008



Photolith von Hans Müncheberg, Berlin N.W. Alt Moabit 19.



POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
T 15008

Profil Querberg E-F.

Quer-Berg

Chaussee v. Engelsbach

Profil Schloßberg J-K.

Schloß-Bg.

Windfang

Geiers-Bg.

Profil Querberg C-D.

Quer-Berg Trigon. Punkt 478,1

Profil Hasenwinkel O-P.

Hasenwinkel

Ziegel-Berg Hohe Gemeinde

Profil Schönau-Damm-Berg L-M.

Damm-Berg

Trig. P. 474,7

Schönau

Tafel 16.

Fig. 1—3. *Acaste* n. sp. . . . . S. 545
1. Wachsabguß des Kopfes. Vergr. $^3/_2$.
2 u. 3. Steinkerne.

Fig. 4—8. *Bellerophon (Bucania) sphaericus* K. Walth. S. 549
4. Wachsabdruck der Schale. Vergr. $^2/_1$.
5. Desgl. Nat. Größe.
6. Skulptursteinkern.
7 u. 8. Steinkerne.

Fig. 9 u. 10. *Platyceras Loranum* A. Fuchs. Steinkern. S. 551

Fig. 11 u. 12. *Pterinea Denckmanni* n. sp. . . . . S. 554
11. Wachsabguß der Schale.
12. Steinkern.

Fig. 13. *Mytilarca dentata* n. sp. Steinkern . . . . . S. 556

Fig. 14. *Mytilarca* sp. Steinkern . . . . . S. 557

Fig. 15 u. 16. *Plethomytilus procerus* n. sp. . . . . S. 558
15. Abguß der Schale.
16. Steinkern.

Fig. 17. *Plethomytilus* sp. . . . . S. 559

Fig. 18—21. *Modiomorpha Kayseri* n. sp. . . . . S. 560
18 u. 19. Steinkern.
20. Abguß der Schale.
21. Steinkern eines anderen Exemplars.

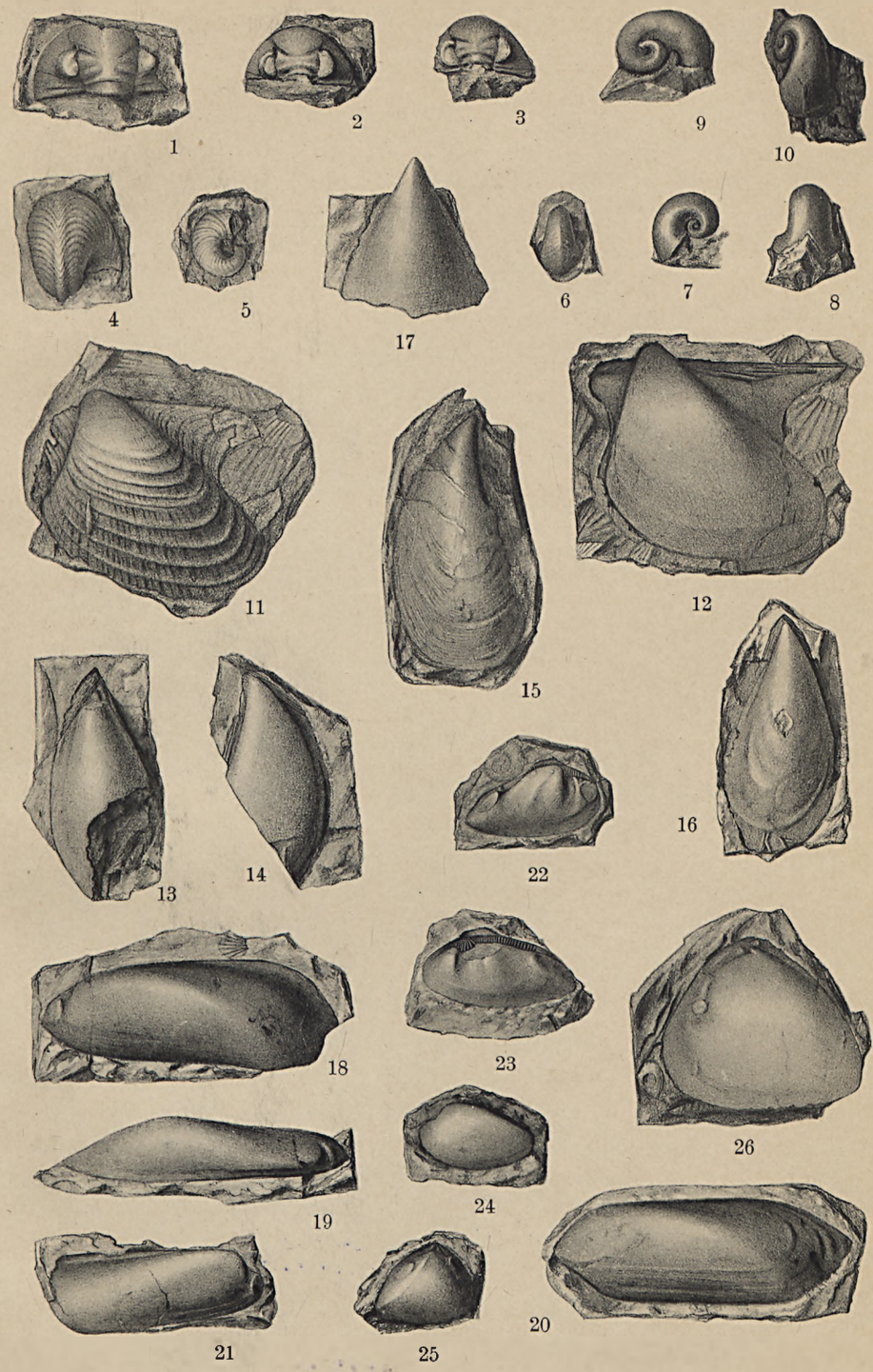
Fig. 22—24. *Cucullella elliptica* Maurer . . . . . S. 565
22 u. 23. Steinkerne.
24. Abguß der Schale.

Fig. 25. *Myophoria* sp. aff. *inflatae* A. Roem. sp. Steinkern S. 567

Fig. 26. *Myophoria Roemeri* Beush. Steinkern . . . S. 567

Die Originale befinden sich im Geologischen Landesmuseum zu Berlin.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin.

Tafel 17.

Fig. 1 u. 2. *Cypricardella elongata* Beush. . . . . S. 568
Wachsausguß eines doppelschaligen Exemplars.

Fig. 3—5. *Carydium inflatum* n. sp. . . . . S. 570
3 u. 4. Steinkern.
5. Schalenabguß der Wirbelpartie.

Fig. 6 u. 7. *Goniophora* n. sp. . . . . S. 572

Fig. 8. *Spirifer* sp. cf. *Spirifer subcuspidatus* var. *tenuicosta* Scupin . . . . . S. 575

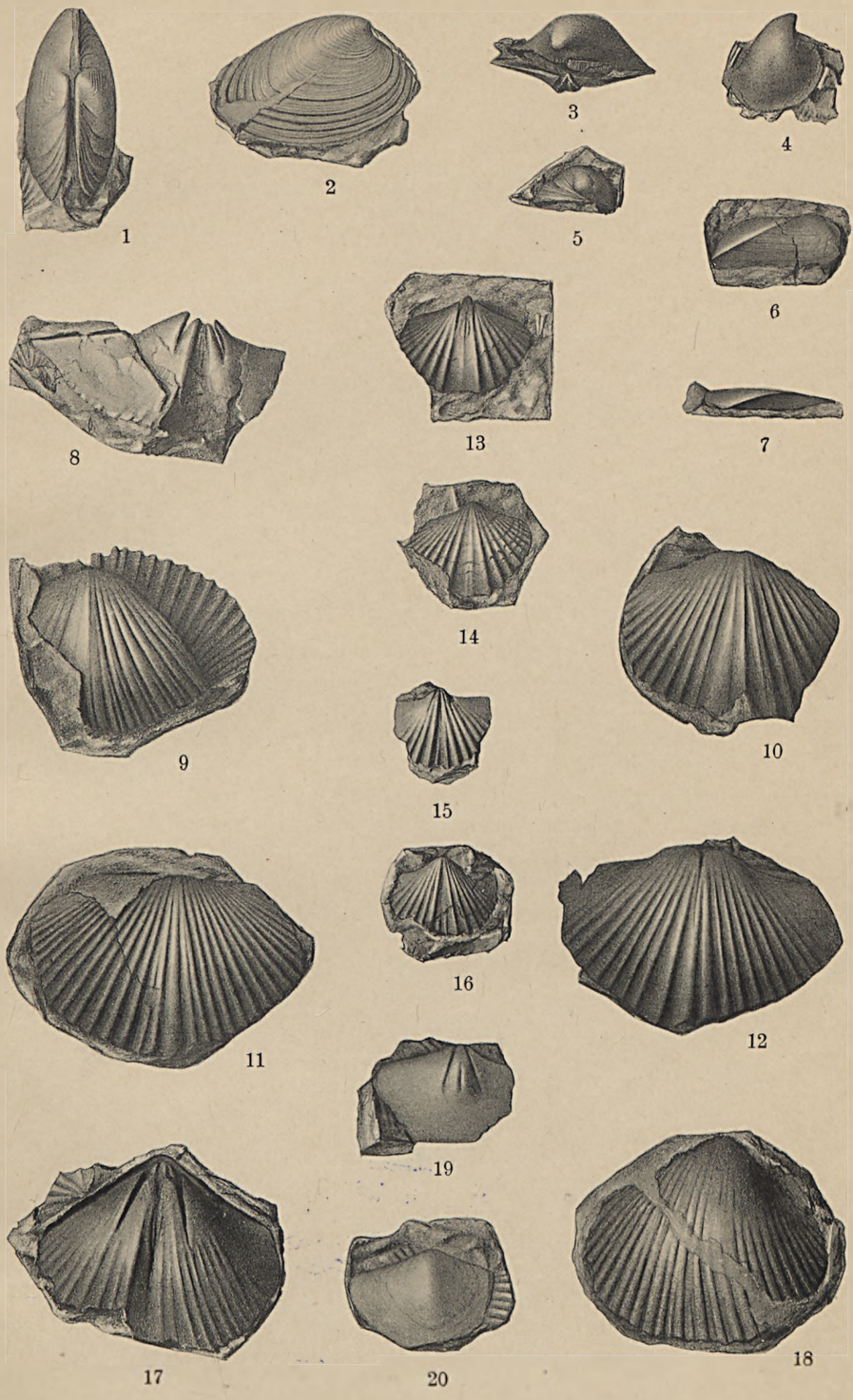
Fig. 9—16. *Spirifer Bischofi* A. Roem. . . . . S. 575
9 und 10. Abguß und Steinkern einer Brachialklappe mit geteilten Seitenrippen.
11 u. 12. Desgl. mit nur geteilten Sattelrippen.
13 u. 14. Steinkern und Abdruck einer Stielklappe mit sich gabelnder Mittelrippe im Sinus.
15 u. 16. Desgl. mit zwei Sinusfalten.

Fig. 17 u. 18. *Spirifer daleidensis* Stein. Steinkern und Abdruck der Stielklappe . . . . . S. 578

Fig. 19 u. 20. *Megalanteris media* Maur. Steinkern und Abdruck einer jungen Brachialklappe . . S. 588

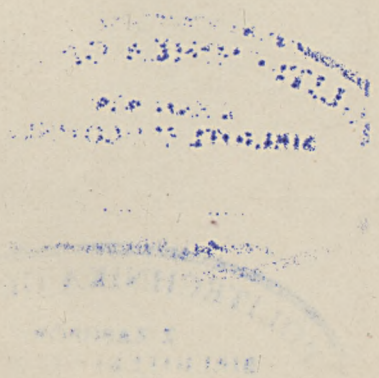
Die Originale befinden sich im Geologischen Landesmuseum zu Berlin.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Tł. 15057



Tafel 18.

Fig. 1—3. *Spirifer Trigeri* DE VERN. . . . . S. 581
1 u. 2. Steinkern.
3. Schalenabdruck einer Stielklappe.

Fig. 4 u. 5. *Spirifer Trigeri* DE VERN. aus der kalkigen Hercyngrauwacke der Großen Lummersbach bei Marburg a. L. zum Vergleich . S. 583

Fig. 6—8. *?Spirifer Trigeri* DE VERN. . . . . S. 582
6. Schloß.
7. Wachsabguß der Schale.
8. Steinkern einer Brachialklappe.

Fig. 9. *Tropidoleptus carinatus* CONR. . . . . S. 587
Wachsabdruck der Brachialklappe.

Fig. 10. *Wilsonia* sp. Steinkern der Ventralschale . . S. 593

Fig. 11 u. 12. *Stropheodonta* n. sp. aff. *Stropheodonta Murchisoni* A. V. sp. . . . . S. 594
11. Steinkern der Ventralschale.
12. Wachsabguß der Dorsalschale.

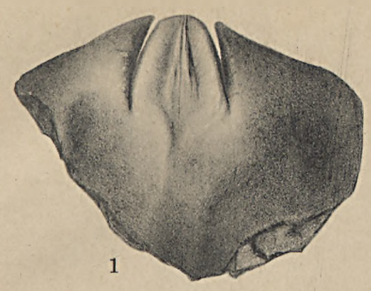
Fig. 13. *Craniella cassis* Zeil. sp. . . . . S. 597

Fig. 14 u. 15. *Lingula densbergensis* n. sp. . . . . S. 598
14. Wachsabguß der Schale.
15. Steinkern.

Fig. 16 u. 17. *Rhopalonaria tenuis* ULRICH und BASSLER S. 599
16. Kolonie auf *Wilsonia* sp. (Taf. 18, Fig. 10) Verg. $^3/_1$.
17. Kolonie auf *Plethomytilus procerus* n. sp. (Taf. 16, Fig. 16) Vergr. $^2/_1$.

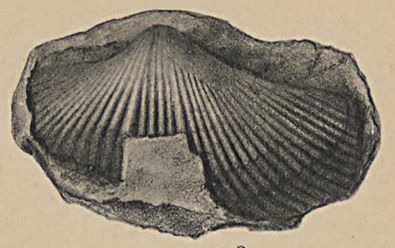
Die Originale zu Fig. 4 und 5 befinden sich im Geologischen Institut der Universität Marburg, die übrigen im Geologischen Landesmuseum zu Berlin.

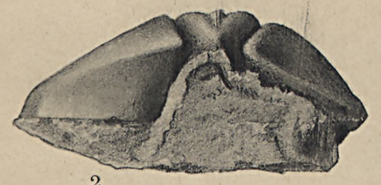
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI
T 15008


1


14

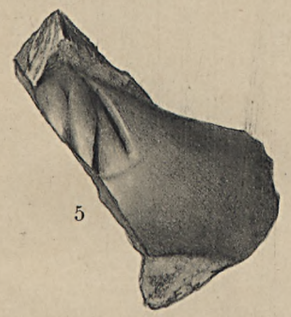

15


3


2


6


4

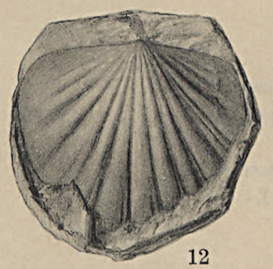

5


7


8

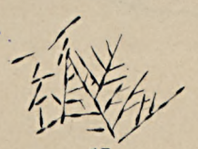

11

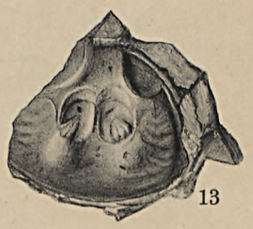

10


12


9


16


17


13

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
TH 15008

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej